



# Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural)

François Thouvenot

## ► To cite this version:

François Thouvenot. Aspects géophysiques et structuraux des Alpes occidentales et de trois autres orogènes (Atlas, Pyrénées, Oural). Géophysique [physics.geo-ph]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1996. Français. NNT : . tel-00739809

**HAL Id: tel-00739809**

**<https://theses.hal.science/tel-00739809>**

Submitted on 9 Oct 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
et  
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

# THÈSE

présentée à

L'UNIVERSITÉ JOSEPH-FOURIER DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'ÉTAT ÈS SCIENCES PHYSIQUES

par

**François THOUVENOT**

SUJET

## ASPECTS GÉOPHYSIQUES ET STRUCTURAUX DES ALPES OCCIDENTALES ET DE TROIS AUTRES OROGÈNES (ATLAS, PYRÉNÉES, OURAL)

---

Soutenue le 12 juillet 1996 devant la commission d'examen

M. Paul TAPPONNIER

Président

M. Jörg ANSORGE

M. Marc DAIGNIÈRES

M. Guy PERRIER

Examineurs

M. Pierre TRICART

M. Pierre VIALON



OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
et  
LABORATOIRE DE GÉOPHYSIQUE INTERNE ET TECTONOPHYSIQUE

# THÈSE

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE  
Laboratoire de Géophysique  
Interne et Tectonophysique  
I.R.I.G.M. - B.P. 53  
38041 GRENOBLE CEDEX 9

présentée à

L'UNIVERSITÉ JOSEPH-FOURIER DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'ÉTAT ÈS SCIENCES PHYSIQUES

par

**François THOUVENOT**

SUJET

## ASPECTS GÉOPHYSIQUES ET STRUCTURAUX DES ALPES OCCIDENTALES ET DE TROIS AUTRES OROGENES (ATLAS, PYRÉNÉES, OURAL)

---

Soutenue le 12 juillet 1996 devant la commission d'examen

M. Paul TAPPONNIER      Président

M. Jörg ANSORGE  
M. Marc DAIGNIÈRES  
M. Guy PERRIER      Examineurs  
M. Pierre TRICART  
M. Pierre VIALON

ASPECTS GÉOPHYSIQUES ET STRUCTURAUX DES  
ALPES OCCIDENTALES ET DE TROIS AUTRES  
OROGÈNES (ATLAS, PYRÉNÉES, OURAL)

## TABLE DES MATIÈRES

### PROLOGUE

1. L'orogénèse : considérations onomastiques, mythologiques et astronomiques ...	7
2. La limite de plaques Afrique-Eurasie .....	9
3. L'évolution du domaine téthysien occidental depuis le Jurassique .....	13
4. La microplaque Adriatique .....	19
5. Plan de l'ouvrage .....	25

### PREMIÈRE PARTIE : ALPES OCCIDENTALES

CHAPITRE PREMIER : ATTÉNUATION INTRINSÈQUE .....	29
1. Introduction .....	30
2. Intégrales du rai et amplitudes	
avec un facteur de qualité $Q$ dépendant de la profondeur .....	31
2.1. Le problème .....	31
2.2. Approche analytique .....	31
2.3. Approche numérique .....	34
2.4. Calcul de l'amplitude .....	35
3. Application aux données de sismologie expérimentale .....	35
3.1. Les données .....	35
3.2. Caractérisation de la décroissance des amplitudes .....	36
3.3. Processus d'inversion .....	37
3.4. Résultats .....	37
4. Test de la dépendance fréquentielle de $Q$ .....	39
5. Discussion .....	47
6. Conclusions .....	49
CHAPITRE 2 : ALLOCHTONIE ET ÉCAILLAGE .....	51
1. Allochtonie du massif subalpin de la Chartreuse .....	51
1.1. Introduction .....	52
1.2. Déroulement de la campagne de terrain .....	52
1.3. Résultats .....	53
1.3.1. Profils en ligne .....	53
1.3.2. Profils en éventail .....	55
1.4. Interprétation .....	58
1.4.1. Émergence du chevauchement médian .....	58
1.4.2. Géométrie des séries parautochtones .....	58



1.4.3. Implications pour la prospection pétrolière .....	58
1.5. Conclusions .....	58
2. Écaillage de la lithosphère européenne .....	61
2.1. Introduction .....	62
2.2. Caractères de l'anomalie d'Ivrée .....	62
2.2.1. Gravimétrie .....	62
2.2.2. Sondages sismiques profonds .....	63
2.2.3. Magnétisme .....	65
2.2.4. Géologie .....	65
2.3. Présentation du modèle .....	65
2.3.1. Hypothèses .....	65
2.3.2. Profondeur du toit de l'unité inférieure .....	66
2.3.3. Présentation des coupes .....	66
2.3. Discussion .....	69
2.3.1. Relations entre manteau européen et manteau sud-alpin .....	69
2.3.2. Écaillage de la lithosphère européenne .....	69
3. État des connaissances avant le profil Ecors-Crop .....	72
3.1. Introduction .....	73
3.2. Caractéristiques principales de la croûte alpine .....	74
3.3. Chevauchement crustal alpin .....	74
3.4. Écaillage de la lithosphère européenne .....	77
3.5. Contraste lithosphérique sous les Alpes .....	79
3.6. Quelques problèmes tectoniques à résoudre .....	79
3.7. Conclusions .....	79
<b>CHAPITRE 3 : LE PROFIL ECORS-CROP ALPES .....</b>	<b>83</b>
1. Introduction .....	83
1.1. Les programmes Ecors et Crop .....	83
1.2. Intérêt d'un profil au travers des Alpes .....	85
1.3. Le profil de sismique réflexion verticale .....	86
1.4. La campagne préliminaire de sismique réflexion grand-angle .....	87
2. Premiers résultats du profil de sismique réflexion verticale .....	89
2.1. Introduction .....	91
2.2. Données techniques sur le profil .....	92
2.3. Interprétations .....	93
2.4. Conclusion .....	97
3. La sismique réflexion grand-angle .....	99
4. Les éventails sud .....	103
5. Réflectivité grand-angle en ondes S .....	105
6. Comparaison entre sismique réflexion grand-angle et sismique réflexion verticale .....	108
6.1. Introduction .....	109
6.2. L'expérience de 1985 .....	109
6.3. Les éventails nord .....	111
6.4. Comparaison avec la sismique réflexion verticale .....	111

6.5. Sismogrammes synthétiques pour une croûte litée .....	113
6.6. Implications tectoniques et conclusions .....	115
7. Migration .....	119
7.1. Migration géométrique .....	119
7.1.1. Introduction .....	119
7.1.2. Description de la technique .....	119
7.1.3. Application aux données Ecors .....	120
7.1.4. Avantages et limites de la méthode .....	120
7.1.5. Conclusion .....	121
7.2. Comparaison de différentes techniques de migration .....	125
7.3. Conclusions .....	130
8. Comparaison avec les profils suisses PNR/NFP-20 .....	130
9. Bilan de l'apport du profil Ecors-Crop Alpes .....	135
<b>CHAPITRE 4 : SISMICITÉ ET SISMOTECTONIQUE .....</b>	<b>139</b>
1. Sismicité des Alpes occidentales .....	139
un état des lieux à la fin des années quatre-vingt .....	139
1.1. Sismicité historique .....	139
1.2. Surveillance sismique .....	144
1.3. Nécessité de développer un nouveau matériel d'observation .....	145
2. Le réseau Sismalp .....	145
2.1. But .....	145
2.2. Installation sur le terrain .....	147
2.3. La balise Sismalp1 .....	151
2.4. Fonctionnement général du réseau .....	153
2.5. La bibliothèque Sismalp .....	155
2.5.1. Introduction .....	156
2.5.2. Format des données et hiérarchie .....	156
2.5.3. Acquisition des données et traitement .....	157
2.5.4. Programme de gestion du réseau .....	158
2.5.5. Conclusions .....	158
2.6. Diffusion et archivage des informations .....	159
2.7. Action pédagogique dérivée : Sismolog .....	161
2.8. Développements ultérieurs : la balise Sismalp3 .....	161
3. Amélioration des localisations : exemple de l'Ubaye .....	162
3.1. Introduction .....	164
3.2. Le projet Sismalp .....	164
3.3. Sismicité historique .....	165
3.4. Localisation des séismes .....	165
3.5. Doublets sismiques .....	166
3.6. Mécanismes au foyer .....	166
3.7. Relations avec la tectonique .....	166
3.8. Conclusion .....	168
4. Compression en mer Ligurienne .....	170
4.1. Introduction .....	171



4.2. Étude des chocs principaux .....	172
4.2.1. Localisation .....	172
4.2.2. Mécanismes au foyer .....	174
4.2.3. Détermination de la profondeur focale par modélisation de la forme d'onde .....	175
4.3. Étude des répliques .....	177
4.4. Implications tectoniques .....	179
4.5. Conclusions .....	184
5. Couissage dextre extensif dans le domaine interne .....	186
5.1. Introduction .....	188
5.2. Les séismes de Cervières .....	188
5.3. Localisation des hypocentres .....	189
5.4. Mécanismes au foyer .....	189
5.5. Implications tectoniques .....	190
5.6. Conclusions .....	191
6. Couissage dextre compressif dans le domaine externe .....	194
6.1. Introduction .....	197
6.2. Effets et localisations .....	198
6.3. Mécanismes au foyer .....	200
6.4. Étude des répliques .....	200
6.5. Discussion et conclusions .....	201
7. Sismicité naturelle et artificielle .....	214
7.1. Localisations de routine .....	214
7.2. Localisations 3 D .....	215
7.3. Pollution anthropogénique .....	218
7.4. Constitution d'une famille anthropogénique .....	219
7.5. Test de discrimination .....	226
7.6. Limites de la méthode .....	227
7.7. Sismicité naturelle du Sud-Est .....	229
8. Mécanismes au foyer : un état des lieux .....	232
8.1. Les études antérieures .....	232
8.2. Mécanismes préliminaires disponibles .....	232
8.3. Exemple de l'arc sismique subalpin .....	233
<b>CHAPITRE 5 : TOMOGRAPHIE TÉLÉSISMIQUE .....</b>	<b>239</b>
1. Introduction .....	239
2. Les données .....	241
3. Calcul et traitement des résidus .....	248
4. Paramètres du modèle .....	254
5. Résultats de l'inversion .....	254
5.1. Résultats bruts .....	254
5.2. Lissage des résultats .....	259
5.3. Stabilité des résultats .....	261
6. Discussion .....	263
6.1. Résultats en couches .....	263

6.2. Résultats en coupes .....	268
6.3. Lien avec la sismicité .....	268
6.4. Quid de la paléosubduction ? .....	272
6.5. L'anomalie positive de vitesse dans le nord des Alpes occidentales .....	273

## SECONDE PARTIE : TROIS AUTRES OROGÈNES (ATLAS TUNISIEN, PYRÉNÉES ET OURAL MOYEN)

<b>CHAPITRE PREMIER : GRANDS PROFILS SISMIQUES EGT'85 EN TUNISIE .....</b>	<b>277</b>
1. Introduction .....	278
2. Déroulement de la campagne de terrain .....	279
3. La plateforme orientale .....	280
4. À travers l'axe nord-sud .....	282
5. Échantillonnage de la Tunisie du nord au sud .....	287
6. De la plateforme orientale à la plateforme saharienne .....	292
7. Réflecteurs subcrustaux profonds sous la Tunisie .....	296
8. Conclusions .....	298

<b>CHAPITRE 2 : MIGRATION GÉOMÉTRIQUE DU PROFIL ECORS PYRÉNÉES .....</b>	<b>301</b>
1. Introduction .....	302
2. Le problème des réflecteurs très pentés .....	302
3. Section migrée ou non migrée ? .....	303
4. Migration du pointé dans le domaine de la profondeur .....	305
5. Interprétation des données migrées .....	305
6. Conclusions .....	308

<b>CHAPITRE 3 : LA RACINE DE L'OURAL MOYEN .....</b>	<b>309</b>
1. Introduction .....	310
2. Brève revue des données géophysiques .....	312
3. Description de l'expérience .....	313
4. Traitement des données .....	313
5. Topographie du Moho .....	315
6. Discussion .....	319

<b>CHAPITRE 4 : TOMOGRAPHIE TÉLÉSISMIQUE DE L'OURAL .....</b>	<b>323</b>
1. Contexte géologique et géophysique .....	325
2. Données télésismiques dans l'Oural moyen .....	329
3. Inversion tomographique .....	330
4. Discussion .....	332

ÉPILOGUE ..... 355

BIBLIOGRAPHIE ..... 361

À LILIANE,  
À MES PARENTS.



*Qui pourrait ignorer, dans notre siècle, que celui  
qui trouve son intérêt à affirmer instantanément  
n'importe quoi va toujours le dire n'importe comment ?*

GUY DEBORD, *Clin d'œil à PV.*

*The one who thinks that one will one day elucidate  
the sophisticated intrication of the mountain-building  
processes is fouring himself a finger in the eye until  
the elbow.*

JOHN CAREW ECCLES.  
(En hommage à GEORGES PEREC.)

#### LE TITRE AUQUEL VOUS AVEZ ÉCHAPPÉ (VERSION 1)

AU TERME de ces longues années – trop longues au goût de certains –  
passées à essayer de comprendre les dessous des montagnes,  
j'ai grand plaisir à remercier ici toute une chaîne de personnes qui, à un  
moment ou à un autre, m'ont apporté leur concours.

Cette thèse aurait donc pu s'intituler *Un long travail à la chaîne*.  
N'aurait-ce pas été la meilleure définition que l'on pût donner de  
l'orogénèse ?

## PROLOGUE

## PROLOGUE

### 1. L'OROGENÈSE : CONSIDÉRATIONS ONOMASTIQUES, MYTHOLOGIQUES ET ASTRONOMIQUES

Parce qu'elles touchent aux cieux et peuvent ainsi servir de trait d'union avec les divinités qui les habitent, les montagnes sont très présentes dans toutes les mythologies. En Eurasie, de Gibraltar à Ceylan et à la Mongolie, elles imprègnent également la toponymie par le biais des racines pré-indo-européennes. Si l'on en croit Rousset (1988), presque toutes celles-ci se rapportent, avec des nuances encore mal établies, au relief ou à la pierre. On retrouve ainsi dans *Belledonne* la racine *BEL* (hauteur, rocher) ; le *Galibier* vient de *GAL* (pierre, hauteur) ; le *Canigou* de *CAN* (rocher, hauteur) ; l'aiguille *Verte* de *VAR* (rocher, hauteur) ; *Monaco* de *MON* (hauteur, rocher), racine de laquelle est dérivé le latin *mons*, *montis* qui a donné notre *montagne* ; le *Pelvoux* vient de *PAL* (hauteur, rocher) ; la chaîne *Pennine*, les Alpes *Pennines*, les *Apennins* de *PEN* (montagne, hauteur, rocher), etc. Cette liste non exhaustive – loin s'en faut – laisserait penser que nos lointains ancêtres étaient véritablement obnubilés par les montagnes. Il est néanmoins merveilleux que ce vocabulaire d'il y a 6 000 ans nous soit ainsi parvenu par la simple tradition orale de la succession des générations, en s'accrochant au paysage où sa pétrification l'a sauvé de l'oubli.

Dans *La Divine Comédie*, Dante fait d'une montagne située au milieu de l'océan à l'antipode de Jérusalem non pas le Paradis, mais le Purgatoire. Le XIII<sup>e</sup> siècle italien était riche de tels univers surprenants : le philosophe Ristoro d'Arezzo prétendait que les étoiles, en attirant la Terre « comme par sa vertu l'aimant attire le fer », produisent « des montagnes aussi nombreuses et aussi grandes qu'il convient à leur besoin ». Il explique même (Gohau, 1987) les différences de taille des montagnes par la position des étoiles. Celles-ci sont situées sur la « huitième sphère » (le huitième ciel de Ptolémée) qui a une certaine épaisseur, en sorte que les étoiles se trouvent à des distances légèrement variables de la Terre. Elles dessinent dans le ciel un paysage *montuoso et valloso* que reproduit la surface de la Terre, car les étoiles plus élevées créent les montagnes les plus hautes. Dans cette curieuse théorie orogénique, Ristoro ne tient compte ni de la rotation diurne de la huitième sphère autour de la Terre, pourtant facilement observable, ni du fait que la force d'attraction magnétique est d'autant plus forte que l'aimant est plus proche. (L'attraction newtonienne n'était pas encore inventée, accordons-le lui.)

À la même époque subsistait une énigme de taille liée à ce que nous appelons maintenant les cycles orogéniques. Pour expliquer dans certaines montagnes la présence de roches sédimentaires dont l'origine marine était attestée par des fossiles, les Ikhwan al-Safa enseignaient dès le X<sup>e</sup> siècle dans leur *Encyclopédie* que l'érosion détruit perpétuellement les montagnes, mais que les dépôts accumulés au fond des mers



ressurgissent périodiquement (tous les 36 000 ans) pour former de nouveaux sommets. Cette période de 36 000 ans correspond d'après nous à celle du phénomène de précession découvert au II<sup>e</sup> siècle av. J.-C. par Hipparque qui l'avait d'ailleurs quelque peu surestimée<sup>1</sup> (25 785 ans en réalité). Hipparque avait également généralisé l'emploi en astronomie et en géométrie du système sexagésimal utilisé en Mésopotamie et en Égypte depuis la plus haute antiquité. Il est vraisemblable que, pour faire bon compte, il ait proposé cette période de 360 siècles des années civiles de 360 jours des anciens Égyptiens (avant que ceux-ci n'introduisent dans leur calendrier vague les cinq jours épagomènes<sup>2</sup> en 4236 av. J.-C.). Au Moyen Âge comme dans l'Antiquité, on considère la période de précession comme importante d'un point de vue astrologique, puisqu'à son terme l'axe de rotation terrestre est supposé se retrouver pointé vers la même étoile. (La variation de l'obliquité de l'écliptique, qui ruine les spéculations précédentes, n'a été mise en évidence que très tardivement, aux XVII<sup>e</sup>-XVIII<sup>e</sup> siècles.)

Au XIV<sup>e</sup> siècle, Buridan tente d'expliquer les cycles orogéniques en imaginant que l'océan, qui occupe principalement l'un des hémisphères, subit une rotation qui l'amène à envahir petit à petit l'une des rives de l'hémisphère continental tout en se retirant de l'autre rive. Il ne pouvait manquer d'allonger la durée de cette rotation en remarquant que les cycles des planètes ne sont pas des sous-multiples de la période de précession : si l'on veut retrouver une disposition du ciel où tous les astres, étoiles comme planètes, auraient la même position, il faut prendre le plus petit commun multiple de tous ces cycles. « Or cela se produit peut-être une fois seulement en des centaines de millions d'années<sup>3</sup> », concluait-il (Gohau, 1987).

Cette vision « neptuniste » de l'orogénèse s'opposait à une vision que l'on pourrait qualifier de « plutoniste ». Au X<sup>e</sup> siècle, reprenant d'anciennes idées de Strabon, de Sénèque (*Questions naturelles*) et de Plin l'Ancien (*Histoire naturelle*), le médecin persan Avicenne attribuait la formation des montagnes aux tremblements de terre. Plus exactement, et c'était là aussi l'opinion d'Albert le Grand deux siècles plus tard, les vapeurs et les vents émis par l'intérieur du globe soulèvent les masses montagneuses dans l'effort qu'ils font pour s'échapper. Albert le Grand imagine en outre que les roches

1. Les astronomes indiens, bien que comprenant la précession comme une oscillation et non comme un mouvement uniforme, chiffrèrent la dérive par le « nombre clé » de 54" par an, soit une période de 24 000 ans, valeur remarquablement proche de la réalité (PARISOT & SUAGHER, 1996).

2. Dans la mythologie égyptienne, l'invention des cinq jours épagomènes (du grec επι [sur] et αγειν [mener], soit « surajoutés ») qui portent l'année à 365 jours (« année vague ») est attribuée au demiurge Thot, dieu-Lune à tête d'ibis également inventeur du calendrier et de l'écriture : d'après PARISOT & SUAGHER (1996), la déesse du Ciel Nout, ayant fauté avec son frère Geb, dieu de la Terre, ne pouvait accoucher aucun jour de l'année ; Thot, amoureux de la déesse, joua (aux dés ?) avec la Lune et gagna plusieurs fractions de jours avec lesquelles il constitua les cinq jours supplémentaires. C'est ainsi que la déesse mit cinq enfants au monde : Osiris, Haroëris (Horus l'Ancien), Seth, Isis et Nephthys. Pour autant que nous sachions, le mythe de Nout et Geb fournit la plus ancienne théorie orogénique connue, car Geb avait alors, par ses soubresauts désordonnés et vains, créé les collines et les montagnes.

3. Buridan est ici dans la lignée des Mésopotamiens qui avaient imaginé une période fantaisiste de 17 millions d'années qui ramènerait toutes les planètes en alignement, ou des Indiens védiques pour lesquels le phénomène se reproduisait au terme de chaque *mahayuga* (« grande année ») de 4 320 000 jours, soit près de 12 000 ans (PARISOT & SUAGHER, 1996).

sédimentaires affleurant en milieu continental se sont formées à partir de limons et de débris apportés par les eaux marines circulant dans des canaux souterrains.

Ces différentes théories orogéniques avaient du moins le mérite de ne faire intervenir que des phénomènes naturels, la main divine étant généralement beaucoup plus largement invoquée par les contemporains. De pieux exégètes, en prétendant pouvoir dater avec précision la création du monde – le 26 octobre 4004 av. J.-C. à 9 h du matin pour Ussher (1581–1656) –, étaient beaucoup plus loin de la réalité avec leurs quelques milliers d'années que ne l'était Buridan avec son cycle orogénique chiffré en centaines de millions d'années. Pour ceux-là, les montagnes datent du Déluge et sont un obstacle mis par Dieu à la communication entre les hommes, ainsi qu'un enlaidissement de la surface terrestre tels des furoncles, des bubons ou des pustules. Opinion à rapprocher de celle plus connue de ce voyageur britannique qui, en 1646, écrivait que « la nature a balayé toutes les ordures de la Terre dans les Alpes » (Gohau, 1987).

Cette brève revue d'idées anciennes sur la formation des montagnes ne peut être poursuivie dans le cadre de ce prologue, et nous renvoyons le lecteur à l'ouvrage très documenté de Gohau. Nous ne tenterons pas de contrer les propos du paragraphe précédent en démontrant l'utilité, la beauté et l'intérêt des montagnes, comme le fit en son temps le pasteur suisse Bertrand dans son *Essai sur l'usage des montagnes* (1754). De même que la lithosphère a pu être comparée à « l'écume de la Terre » (Allègre, 1983), ce travail aurait pu s'intituler *Les Ordures de la Terre*, puisque c'est à quatre balafres de celle-ci qu'il est consacré. Mais un tel titre était-il décemment possible ?

C'est plus précisément à la structure et à la géophysique profonde de ces cicatrices que nous allons nous intéresser, sans pour autant prétendre tout révéler à leur sujet. Ces années de recherche nous auront au moins enseigné la complexité du problème. Sans aller jusqu'à dire que nous savons que nous ne savons rien, nous ne ferons ici qu'éclairer très modestement certains aspects et particularités des quatre orogènes étudiés : trois chaînes alpines périméditerranéennes, les Alpes, l'Atlas, et les Pyrénées, et une chaîne paléozoïque, l'Oural.

## 2. LA LIMITE DE PLAQUES AFRIQUE-EURASIE

La zone liminaire entre les deux plaques lithosphériques eurasiatique et africaine sera au centre de nos préoccupations dans la première partie de cette thèse (Alpes occidentales) et – de façon plus ponctuelle – au cours de la seconde partie (Atlas tunisien et Pyrénées). Il semble ambitieux de vouloir ici faire le point sur la question en s'attaquant en quelques pages à un domaine géographique aussi étendu. Outre l'échelle continentale peu facile à appréhender, le terme même de « limite » est suffisamment confus dans le cas présent pour amener à déborder largement sur une zone de plusieurs millions de kilomètres carrés.

Car par-delà la connotation poliorcétique que le terme avait à l'origine – le *limes* romain était un fossé généralement bordé de deux levées de terre protégeant l'Empire contre les Barbares –, c'est bien un véritable affrontement qui se produit dans la région méditerranéenne. Cette notion n'est pas nouvelle puisque, depuis Argand (1924), les Alpes sont considérées comme le résultat d'un sillon « géosynclinal » (le *limitis fossatum*



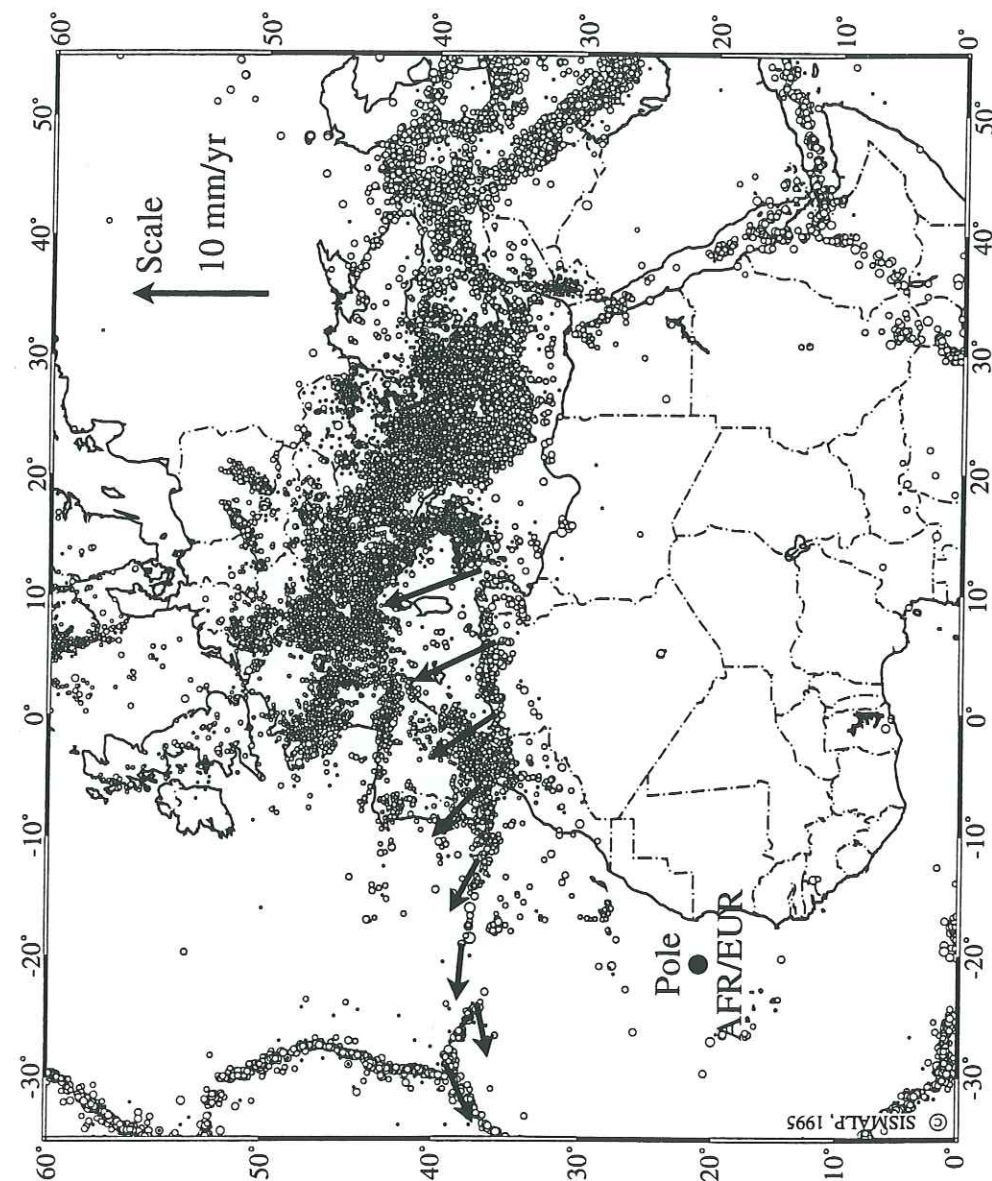


FIG. 0.1. – Sismicité superficielle (foyers à moins de 50 km de profondeur) de la limite de plaques Afrique-Eurasie d'après le catalogue du National Earthquake Information Center (NEIC) pour la période 1900–1993, avec le report du vecteur vitesse de dérive en quelques points situés entre les Açores et le détroit de Sicile (pôle de rotation Afrique-Eurasie d'après DEMETS *et al.* [1990]).

du sapeur-légionnaire) entre deux blocs continentaux progressivement rapprochés qui pourraient en constituer les *vallums*. La Méditerranée occidentale dans son ensemble, avec ses chaînes liminaires nord (cordillères Bétiques, Alpes, Apennins) et sud (Maghrébides) présente également à plus grande échelle une structure de *limes*.

Cependant, s'il est relativement aisé de définir, au sein des deux continents européen et africain, des zones dites « stables », du moins pour la dernière centaine de millions d'années, la notion de plaque lithosphérique se dilue lorsqu'on s'intéresse aux détails de ce contact. La sismicité, qui souligne bien les limites de plaques en certains endroits comme les dorsales ou les arcs insulaires, ne fournit dans le cas présent qu'une image confuse (fig. 0.1), due partiellement à la présence de nombreuses microplaques, mais surtout à une importante déformation superficielle à l'intérieur de ces dernières.

À l'ouest du détroit de Sicile, et si l'on exclut la virgation des cordillères Bétiques, la sismicité dessine néanmoins relativement clairement la limite de plaques qui, par l'Afrique du Nord et Gibraltar, rejoint le point triple des Açores. Pour une longitude sensiblement identique, le pôle de rotation estimé par DeMets *et al.* (1990) diffère en latitude de plusieurs degrés des résultats précédents (table 0.1). Il en résulte en Méditerranée occidentale une vitesse de convergence un peu plus élevée – néanmoins partout inférieure à  $8 \text{ mm.a}^{-1}$  – que ce qui était calculé auparavant. Le vecteur vitesse y est aussi plus nettement orienté vers le nord-ouest (fig. 0.1).

Référence	Latitude	Longitude	Taux ( $^{\circ}.\text{Ma}^{-1}$ )
MINSTER & JORDAN (1978)	25.2° N	21.2° W	0.104
CHASE (1978)	29.2° N	23.5° W	0.142
ANDERSON (1985)	27.6° N	19.7° W	
DEMETS <i>et al.</i> (1990)	21.0° N	20.6° W	0.13

TABLE 0.1. – Position du pôle de rotation Afrique-Eurasie et taux de rotation correspondant.

La vitesse de convergence diminue progressivement à l'ouest de Gibraltar, où la limite de plaques, bien marquée par la sismicité, fonctionne essentiellement comme une faille transformante dextre. Vers les Açores, l'orientation N120 de la limite y induit de l'extension et, le long d'une ride d'expansion très lente, on reconnaît des anomalies magnétiques récentes. Ce sont les seules données qui permettent de déterminer directement la cinématique Afrique-Eurasie indépendamment du circuit global des autres plaques. Il est remarquable que la très nette lacune sismique observée entre ces deux zones entre les méridiens 19° W et 24° W se situe juste au nord du pôle de rotation, là où le mouvement relatif est le plus faible ( $4 \text{ mm.a}^{-1}$ ). Il est aussi remarquable que le plus important séisme qui se soit produit dans le cadre de la figure 0.1 depuis le début du siècle (25 novembre 1941, magnitude 8,4) – comme d'ailleurs peut-être le séisme dit de Lisbonne en 1755 – soit situé juste à l'est de cette lacune.

La carte de la figure 0.2, qui comprend tous les séismes sans seuil minimal de magnitude, peut induire en erreur lorsqu'on compare des zones très instrumentées à d'autres qui le sont moins, les premières pouvant parfois apparaître plus sismiques que les secondes. On peut cependant y noter le caractère plus diffus de la sismicité dans l'est de l'Afrique du Nord, en particulier en Tunisie et en mer Pélagienne. La convergence



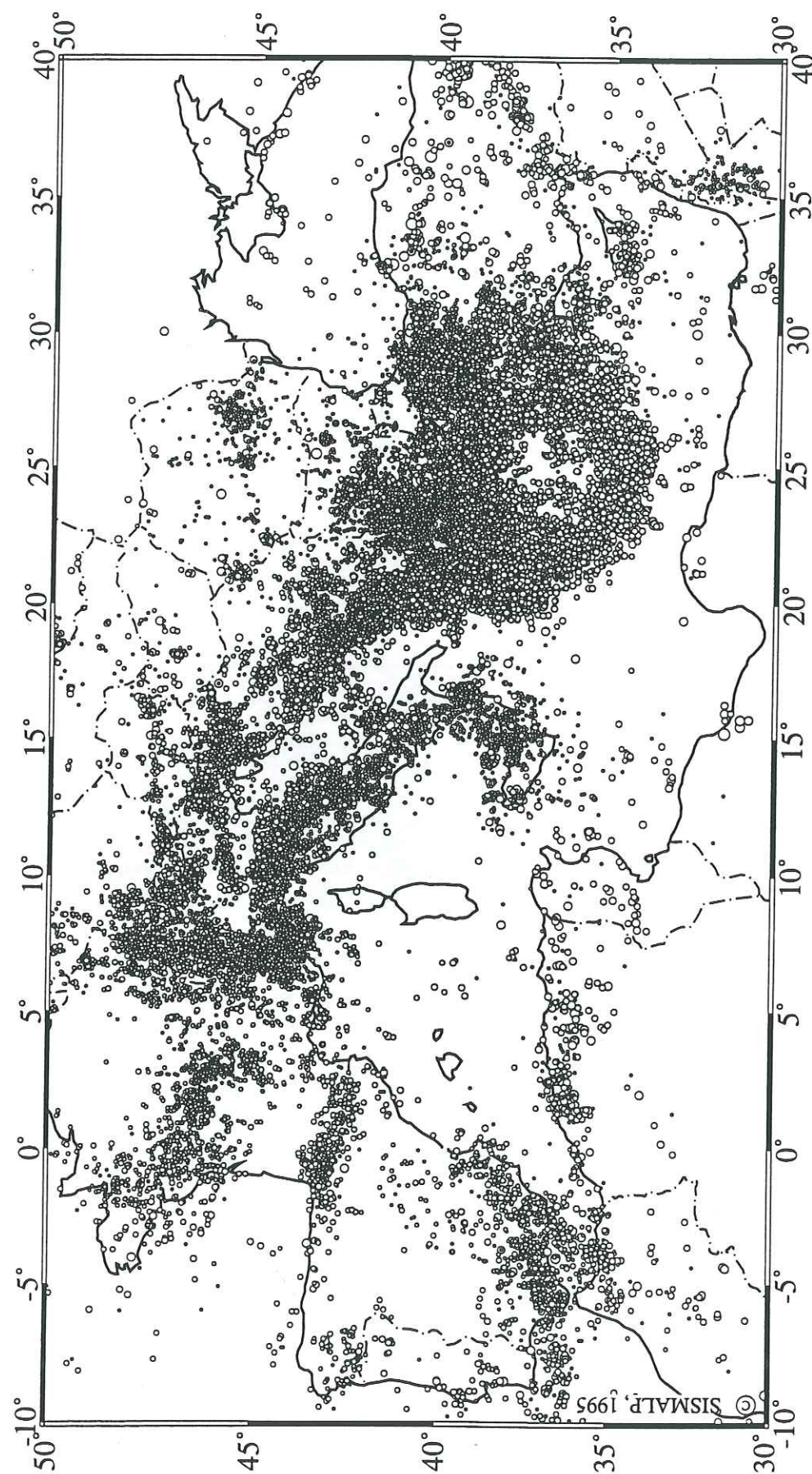


Fig. 0.2. – Sismicité superficielle du bassin méditerranéen (foyers à moins de 50 km de profondeur) d'après le catalogue NEIC pour la période 1900–1993.

Afrique-Eurasie semble y être absorbée de façon plus plastique, peut-être en raison d'une particularité de la croûte sous l'Atlas tunisien sur laquelle nous reviendrons plus tard. La sismicité de la flexure sud-atlasique, dans le sillon des chotts à l'ouest du golfe de Gabès, est plus marquée qu'ailleurs dans le reste de l'Afrique du Nord.

La Méditerranée centrale et orientale est caractérisée par une convergence absorbée par les zones de subduction de Calabre et des fosses helléniques. L'importante déformation de la microplaque Égée et l'expulsion vers l'ouest de la microplaque Anatolie sous l'effet de la collision Arabie-Eurasie compliquent le schéma relativement simple établi plus à l'ouest, même si les limites de ces deux microplaques sont assez clairement dessinées par la sismicité.

Avec un degré de netteté moindre apparaît également un bloc ou une microplaque supportant l'Adriatique et une grande partie de la plaine du Pô. Cette plaque « insubrienne » (Laubscher, 1971), « carnique » ou « adriatique » (Dewey *et al.*, 1973), « sud-alpine » (Debelmas, 1975), ce « promontoire africain » ou cette « apophyse apulienne » présente une curieuse géométrie en forme de digitation. On attribue généralement à Argand (1924) la paternité de l'identification de ce bloc qui est venu poinçonner la marge européenne tandis que se mettaient en place les blocs corso-sarde et ibérique (fig. 0.3). Il faut probablement lui substituer, quant à la géométrie de ses limites, Suess (1883) qui forgea le nom d'« Adria » pour cette région, ou Bertrand (1888) qui, prophétiquement, reconnaissait la continuité des chaînes périméditerranéennes de part et d'autre du détroit de Sicile et dessinait d'une main sûre les contours de la microplaque Adriatique (fig. 0.4).

En Méditerranée occidentale, si l'on identifie aisément la microplaque ibérique par l'activité sismique des Pyrénées et des cordillères Bétiques, la sismicité ne fait pas contre pas apparaître les autres blocs que les diverses reconstructions de la Pangée ont été amenées à multiplier, tels les blocs corso-sarde ou baléare. Il faut probablement y voir la preuve soit que ces blocs, dans le régime actuel des contraintes, ont approximativement trouvé leurs places et ne subissent que des mouvements différentiels réduits ; soit que certains blocs doivent être considérés non comme de véritables microplaques mais comme des noyaux rigides et durs, des écailles ou nappes de cisaillement ne faisant intervenir que la partie supérieure de la croûte (Liboutry, 1982) et dont la mise en place se trouve désormais scellée. Entre ces blocs, le domaine méditerranéen doit nécessairement comporter des zones plastiques qui assurent la compatibilité des différents mouvements.

### 3. L'ÉVOLUTION DU DOMAINE TÉTHYSIEN OCCIDENTAL DEPUIS LE JURASSIQUE

Le cadre général étant tracé, on peut procéder à des reconstructions de cette mosaïque au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. Les travaux de synthèse de Dercourt (1970), Smith (1971), Dewey *et al.* (1973), Tapponnier (1977), Frisch (1979), Dewey *et al.* (1989) et Hsü (1989) retracent au moins autant l'évolution des idées en la matière au cours des deux dernières décennies que l'évolution tectonique de la Téthys au cours des deux cent derniers millions d'années.



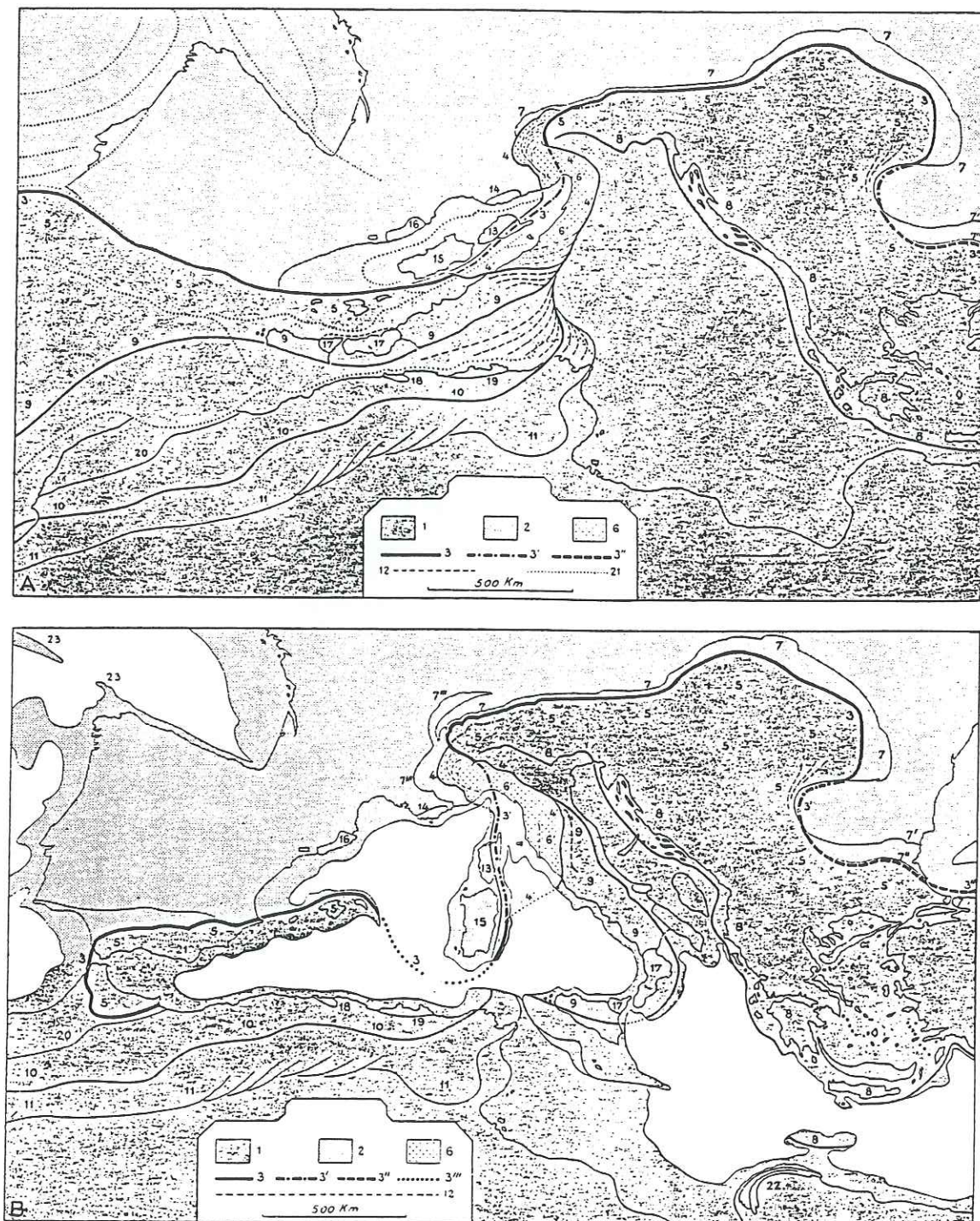


FIG. 0.3. — Représentation paléogéographique du domaine méditerranéen selon ARGAND (1924). Dans ce modèle, la mise en place des blocs ibérique, corso-sarde et de la majeure partie de l'Italie est supposée réduire progressivement la géométrie de la microplaque Adriatique, avec formation des Alpes, des Apennins et des Dinarides.

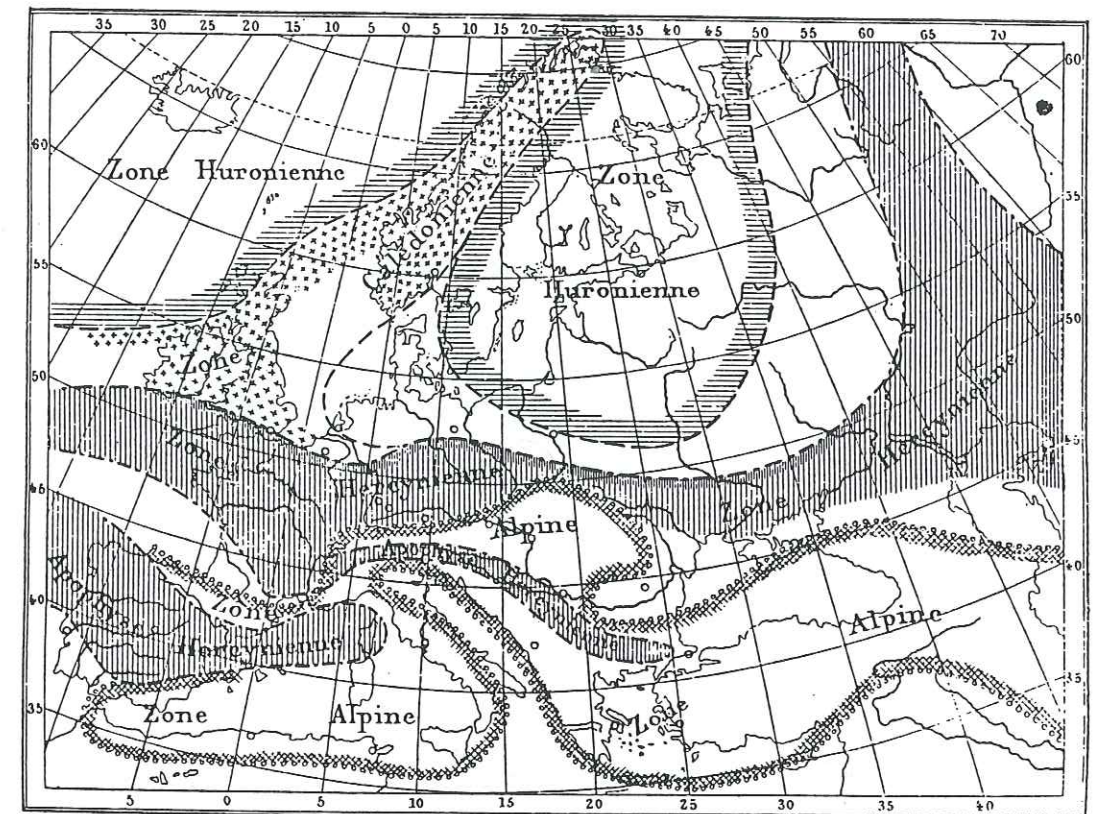


FIG. 0.4. — BERTRAND (1888) a été l'un des premiers à reconnaître la continuité des chaînes périméditerranéennes de part et d'autre du détroit de Sicile, et par conséquent à dessiner le contour de la microplaque Adriatique.

Dewey *et al.*, dans leur reconstruction de 1973, faisaient ainsi intervenir 15 à 20 microplaques, alors que le schéma de Hsü (1989) ne comporte que trois plaques : les deux plaques Eurasie et Afrique, et une plaque intermédiaire – la plaque « M » – qui inclut non seulement le bloc Adriatique mais encore les Dinarides, les Hellénides et la majeure partie de la Méditerranée occidentale. L'ajout de cette plaque constitue ce qu'on pourrait appeler une « approximation du second ordre » de la limite Afrique-Eurasie. (Le « premier ordre » ne ferait intervenir que les deux plaques principales.)

Pour résumer ici l'évolution du domaine téthysien occidental, nous utiliserons la synthèse de Dercourt *et al.* (1986), dont les nombreuses cartes détaillées (fig. 0.5) ont été récemment reprises et simplifiées par Jolivet (1995).

Du Trias (215 Ma) au Jurassique supérieur (155 Ma), la marge nord de l'océan téthysien oriental subit une subduction qui engendre un important arc volcanique, depuis le bloc de Lhasa jusqu'au Rhodope. Ce n'est qu'à la fin de cette période que se forme l'océan alpin, petit bassin océanique séparant le domaine austro-alpin de la marge briançonnaise (marge de l'Eurasie).

Au début du Crétacé (130 Ma) a lieu la jonction entre l'Atlantique et la Téthys. Un bassin étroit (l'océan valaisan), en s'ouvrant au nord de l'océan alpin, isole le bloc briançonnais de l'Eurasie. Nous avons déjà comparé l'histoire de ce bloc à celle du horst Danakil, qui, au sud de la mer Rouge, se trouve maintenant isolé de l'Afrique (Thouvenot, 1981). La Téthys centrale et orientale se trouve toujours, à cette époque,



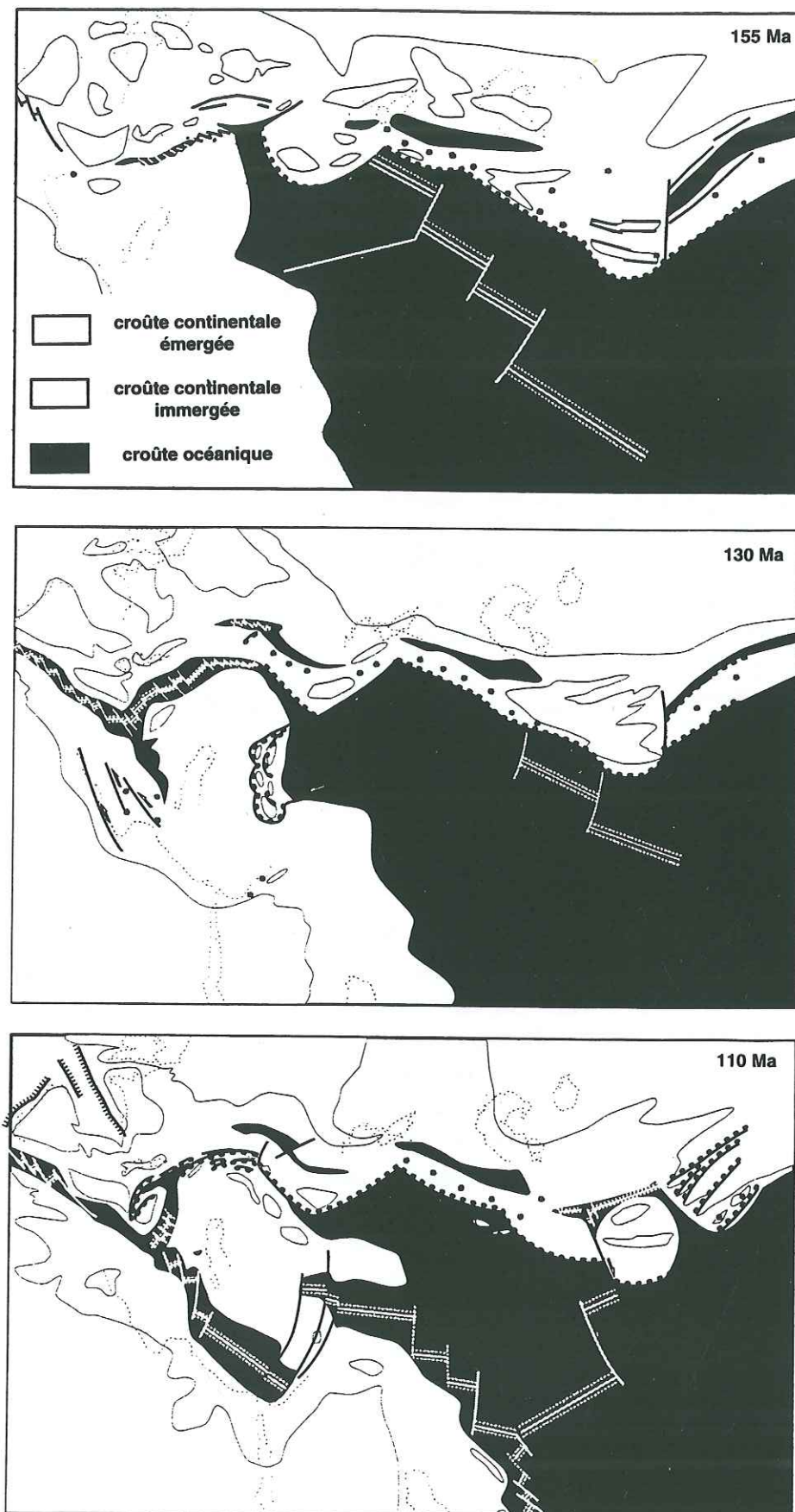


FIG. 0.5. – Évolution du domaine téthysien depuis le Jurassique (cf. texte). D'après DERCOURT *et al.*, 1986 et JOLIVET, 1995.

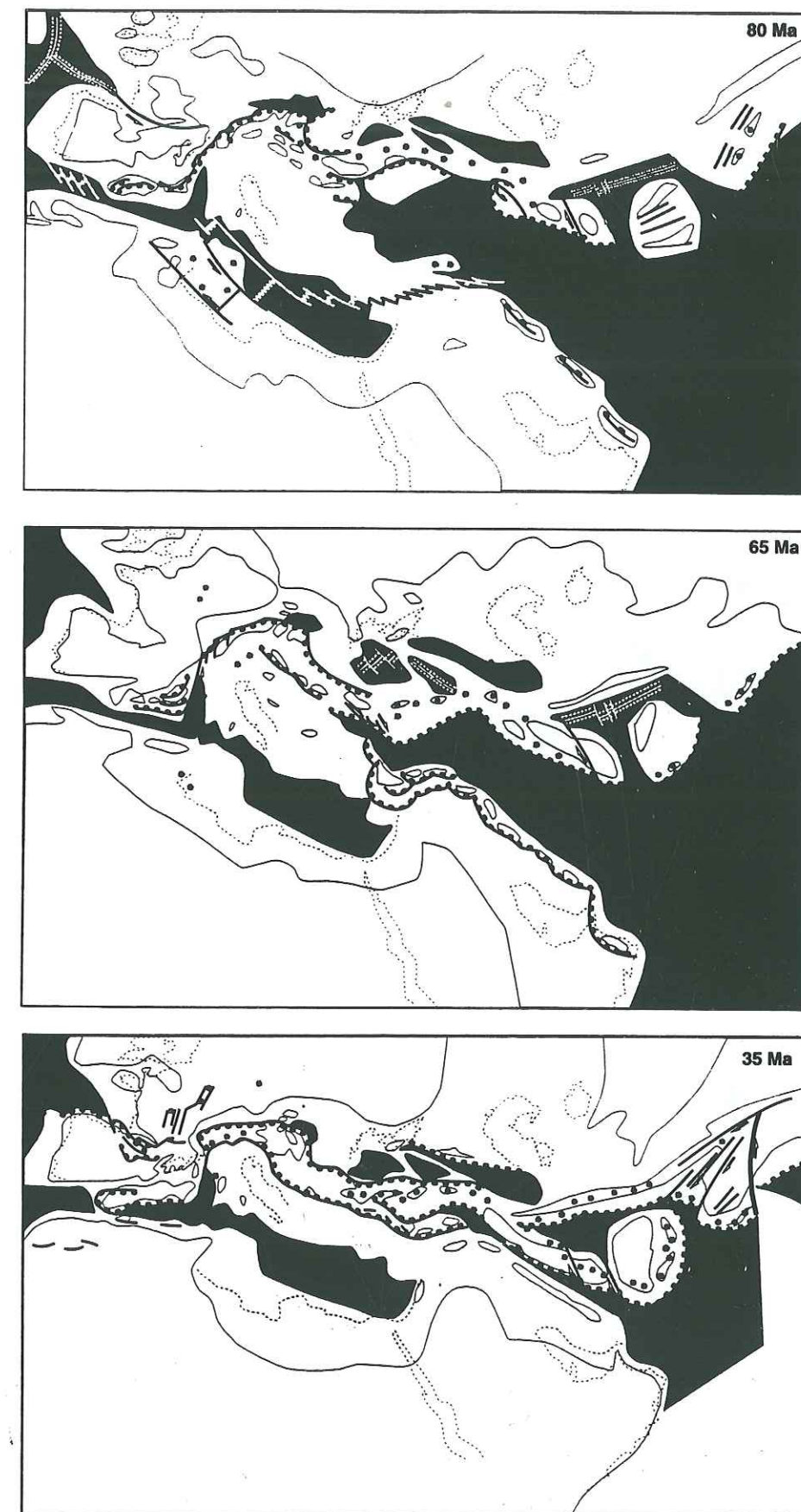


FIG. 0.5. – Suite.



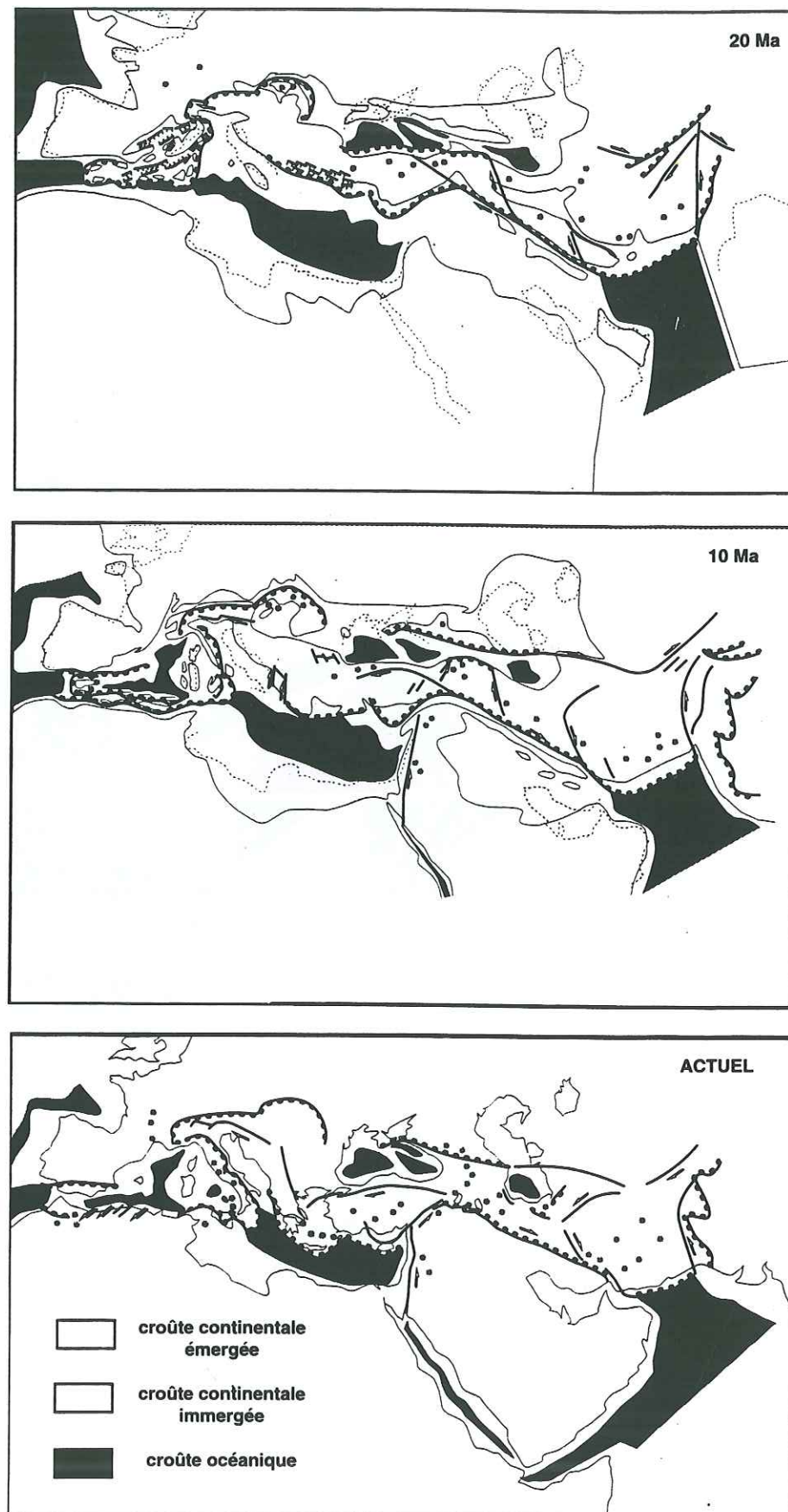


FIG. 0.5. – Suite et fin.

dans un contexte de convergence, et une première nappe ophiolitique se met en place dans les Dinarides et les Hellénides.

Au Crétacé moyen (110 Ma), la subduction progresse vers l'ouest. Concomitamment, la marge nord de la plaque Afrique se disloque en ouvrant un bassin aujourd'hui en partie préservé en Méditerranée orientale. La marge nord de ce bassin subit une rotation antihoraire et constitue un promontoire presque entièrement désolidarisé de la plaque Afrique qui comprend le bloc Adriatique dont nous discuterons plus loin en détail, ainsi que le domaine pélagonien qui sera plus tard incorporé aux nappes helléniques. Les océans alpin et valaisan se referment et la collision débute dans les Alpes orientales.

Au Crétacé supérieur (80 Ma), la lithosphère océanique a entièrement disparu dans le domaine alpin et le raccourcissement se poursuit en domaine intracontinental. Le golfe de Gascogne s'ouvre et la microplaque ibérique dérive vers le sud, le long d'une zone décrochante ultérieurement reprise en compression sur laquelle se formeront les Pyrénées.

À la limite Crétacé-Paléocène (65 Ma), l'ensemble du domaine alpin subit une compression dans une orientation nord-sud, ce qui correspond à un raccourcissement frontal dans les Alpes centrales et orientales et oblique dans les Alpes occidentales.

Au début de l'Oligocène (35 Ma), tout le domaine téthysien occidental est en compression, avec le début de la formation des Maghrébides et la surrection des Pyrénées.

L'ouverture progressive des bassins liguro-provençal et tyrrhénien à l'arrière de la zone de collision des Apennins et des Maghrébides date du Miocène inférieur (20 Ma), avec le début de la dérive du bloc corso-sarde. Dans les Alpes, les chevauchements continuent à se propager vers l'ouest.

Depuis le Miocène supérieur (10 Ma), l'ouverture des bassins de la Méditerranée occidentale est localisée dans la partie sud-est de la mer Tyrrhénienne. Dans cette reconstruction, ce serait aussi de cette époque que daterait véritablement la complète séparation de la microplaque Adriatique de la plaque Afrique.

#### 4. LA MICROPLAQUE ADRIATIQUE

Bien qu'il ne soit pas dans notre intention de discuter ici la validité de la reconstruction décrite précédemment, nous nous attacherons cependant au cas bien particulier de la microplaque Adriatique. Bien particulier, parce que ce bloc va finalement constituer le trait d'union géographique entre la première partie de cette thèse (Alpes occidentales) et le premier chapitre de la seconde partie (Atlas tunisien) ; bien particulière également, cette forme de poinçon ou d'apophyse mentionnée plus haut.

Dans une optique de poinçonnement et d'écrasement rigide-plastique (Tapponnier, 1977), si l'on comprend bien en effet comment l'Arabie, excroissance massive de la plaque Afrique, peut mouler autour d'elle, à partir du Crétacé supérieur, les nappes des Taurides et des Zagrides, il est plus difficile d'imaginer un fonctionnement identique pour le second promontoire africain. Dans les reconstructions de la Méditerranée occidentale, celui-ci a une ligne beaucoup plus effilée et l'on peut se demander s'il est effectivement



resté solidaire de la plaque Afrique jusqu'à une époque aussi récente que le Miocène supérieur, comme envisagé ci-dessus par Dercourt *et al.* (1986).

Pour la plupart des tectoniciens, la façon la plus simple d'expliquer la complexité des chaînes périadriatiques au Jurassique et au Crétacé est de faire intervenir un promontoire africain rigide, au moins durant cette période. Ce fut le résultat obtenu par Channell *et al.* (1979) qui observaient, pour le pôle géomagnétique virtuel, des trajectoires identiques pour la plaque Afrique et pour le promontoire Adriatique au Mésozoïque et au Paléocène ; pour ces mêmes auteurs, ce promontoire n'a pas été scindé ultérieurement de la plaque Afrique.

Contre toute attente, le paléomagnétisme n'apporte pas, dans le cas présent, de réponse très claire. D'autres données paléomagnétiques plus récentes semblent bien indiquer une rotation du bloc Adriatique par rapport à la plaque Afrique, mais les opinions diffèrent quant à la datation de cette rotation : pour Vandenberg & Zijdeveld (1982), elle a cours depuis le début du Cénozoïque, pour Marton (1987), depuis le Néogène, tandis que Westphal *et al.* (1986) la situent uniquement au Crétacé, avec un mouvement relatif négligeable avant et après cette période. Les données récentes de géodésie (Mantovani *et al.*, 1995) montrent des mouvements relatifs très faibles – voire nuls – entre le nord de la microplaque Adriatique et la plaque Eurasie, tandis qu'ils semblent beaucoup plus marqués au sud. De l'avis même des auteurs, ces mesures et interprétations préliminaires sont cependant à prendre avec précaution.

La preuve la plus tangible d'un déplacement actuel de la plaque Adriatique indépendamment de la plaque Afrique est à notre avis donnée par le travail de synthèse d'Anderson & Jackson (1987). Analysant une cinquantaine de mécanismes au foyer de magnitude supérieure à 5 sur le pourtour de la plaque Adriatique, ils observent un décalage systématique de l'ordre de 45° entre la direction des vecteurs glissements et l'orientation théorique des vecteurs vitesses de dérive correspondant à la rotation Afrique-Eurasie. Le meilleur ajustement aux vecteurs glissements observés est obtenu en imaginant une rotation antihoraire de la microplaque Adriatique par rapport à la plaque Eurasie, avec un pôle de rotation situé dans les Alpes centrales par 45,8° N et 10,2° E (fig. 0.6) ; le taux de rotation est par contre très délicat à estimer.

Si le bloc Adriatique est désormais réellement indépendant, on peut se demander où se trouvent ses limites vers le sud et quelles sont alors ses relations avec la plaque Afrique. Ce problème n'est que partiellement résolu. Dans la carte de Hsü (1982) – carte empruntée à Udias (1982) qui la publie quelques pages plus loin dans un même ouvrage collectif –, le bloc Adriatique se trouve résolument scindé de sa plaque-mère (fig. 0.7). Il est plaisant de constater qu'il n'en est rien dans la carte originale d'Udias<sup>4</sup>.

4. Il est difficile de suivre ANDERSON & JACKSON (1987) ou HSÜ (1989) dans le tracé d'un hypothétique arc siculo-épirote qui serait d'ailleurs pratiquement asismique si l'on se réfère à la figure 0.6. En réalité, le seul lien que nous voyions plutôt entre la Sicile et le Péloponnèse semble être fourni par le mythe d'Alphée et d'Aréthuse. Celle-ci, suivante d'Artémis, se baigna dans le fleuve Alphée. Le dieu-fleuve, s'éprenant de la nymphe, se métamorphosa en chasseur et la poursuivit jusque dans l'île d'Ortygie, en Sicile (maintenant le plus ancien quartier de Syracuse). Aréthuse transformée par Artémis en fontaine, Alphée redevint fleuve et alla mêler ses eaux à celles de la fontaine (GUIRAND, 1934). Ce mythe a un fondement hydrographique : les Anciens, voyant au Péloponnèse le fleuve Alphée disparaître sous terre

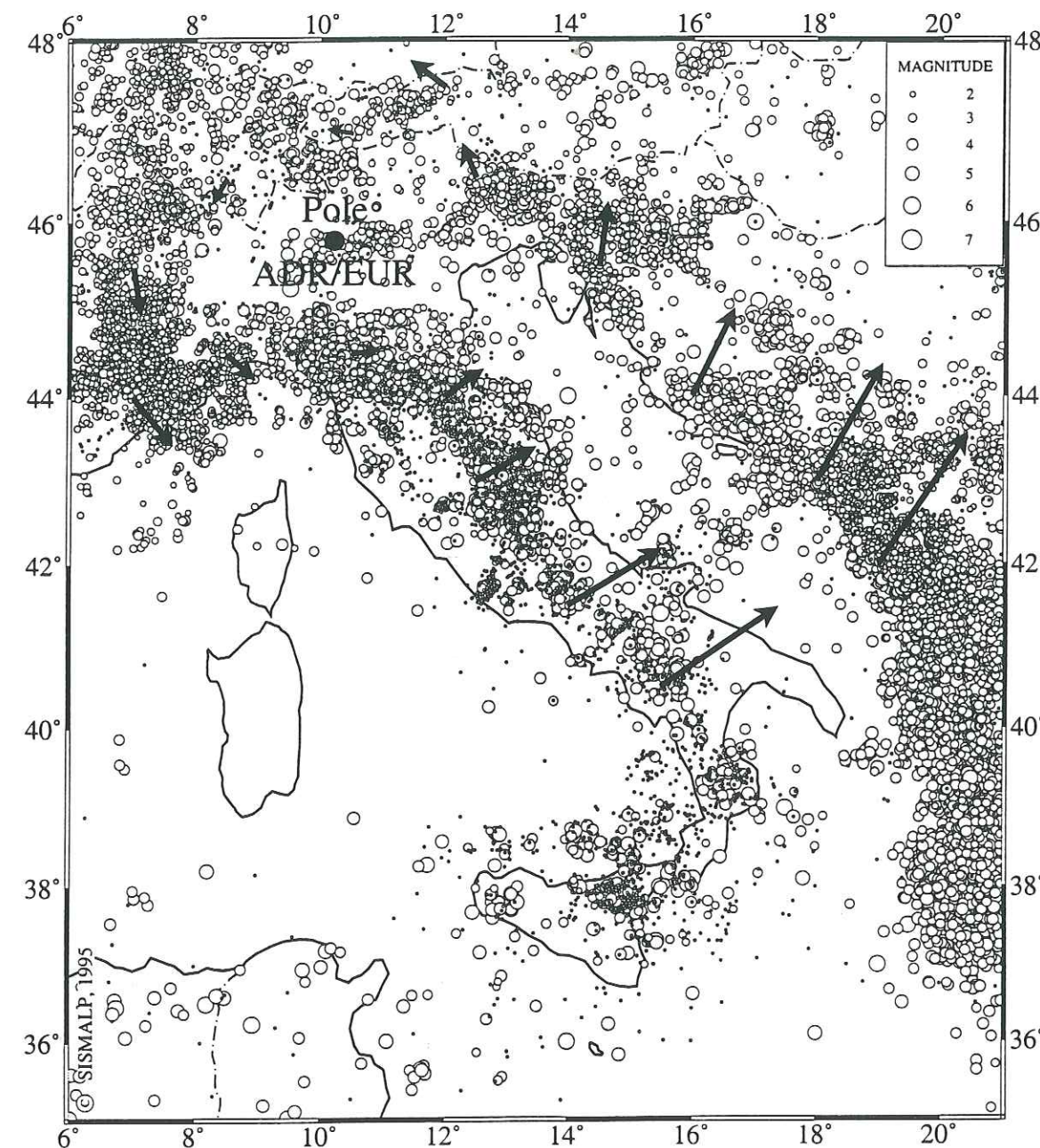


FIG. 0.6. – Sismicité superficielle (foyers à moins de 50 km de profondeur) du pourtour de la microplaque Adriatique d'après le catalogue NEIC pour la période 1900–1993, avec le report du vecteur vitesse de dérive en quelques points (pôle de rotation Adriatique-Eurasie d'après ANDERSON & JACKSON [1987]). Le taux de rotation étant difficile à évaluer, il n'y a pas d'échelle absolue pour la longueur des vecteurs.

avant de se jeter dans la mer, supposaient qu'il allait rejoindre en Sicile la fontaine Aréthuse car, lorsqu'on sacrifiait des taureaux à Olympie au bord de l'Alphée, l'eau de la fontaine était souillée de leur sang. Mais peut-on pour autant invoquer un quelconque lien entre les deux côtes ?



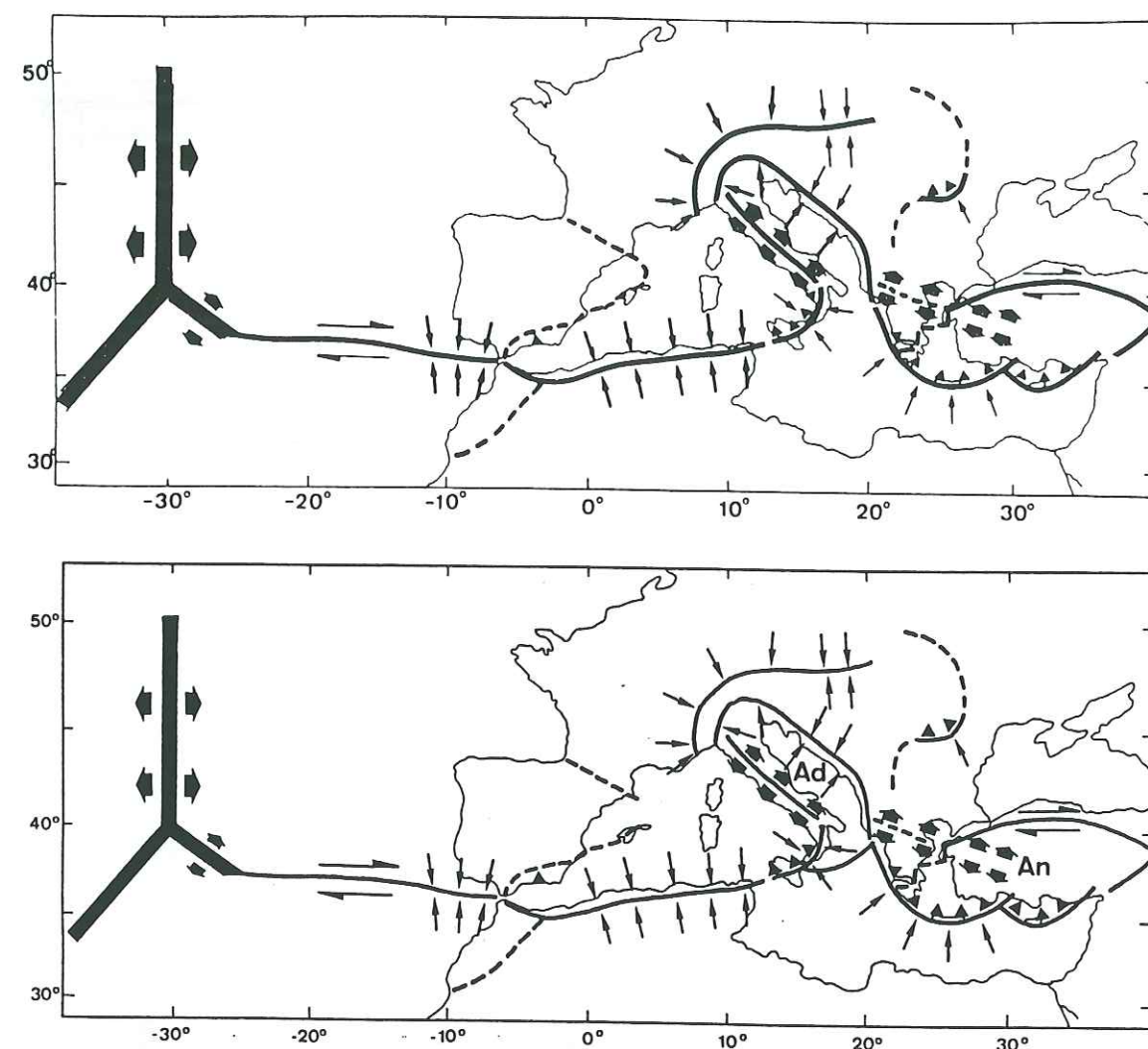


FIG. 0.7. — Deux versions d'une même carte donnant les directions des contraintes et les principaux traits tectoniques dans le domaine méditerranéen : en haut, carte originale d'UDIAS (1982) ; en bas, carte modifiée par HSÜ (1982). Dans les deux cas, noter l'importante déformation du Cotentin.

La figure 0.8 schématise les principaux domaines structuraux de la Méditerranée centrale. Pour Mantovani *et al.* (1990), la « plateforme Adriatique » est clairement stable jusqu'à l'escarpement d'Apulie au sud-ouest et jusqu'à la ligne de Céphalonie au sud-est. La lithosphère subduite dans l'arc de Calabre constituerait actuellement le seul point d'attache de la microplaque Adriatique à la plaque Afrique. En surface, en avant de l'arc de Calabre, la lithosphère africaine aurait récemment subi une extension dans la région du bassin ionien, extension compatible avec une rotation antihoraire de la microplaque Adriatique autour d'un pôle situé dans les Alpes centrales (comme celui d'Anderson & Jackson [1987]).

L'un des intérêts de ce modèle est d'expliquer la courbure anormalement importante de l'arc de Calabre, cette courbure ayant été progressivement acquise lors de la rotation de la microplaque Adriatique. Un deuxième intérêt est de faire de cette microplaque un promontoire semi-détaché de la plaque Afrique, réconciliant ainsi les deux points de vue qui s'affrontent depuis plusieurs décennies. Un troisième intérêt est d'expliquer l'extension du bassin ionien, difficile à justifier dans cette position qu'il occupe en avant

de l'arc de Calabre. Pour séduisant qu'il soit, ce modèle a cependant ses détracteurs, car l'âge de ce bassin est difficile à établir. (Pour certains auteurs, ce bassin existait déjà au Trias ou au Jurassique.) La phase extensive observée depuis le Miocène supérieur dans le nord du bassin au pied de l'escarpement d'Apulie prouve cependant que celui-ci constitue un trait physiographique majeur de cette zone et pourrait donc être considéré comme la limite sud de la microplaque Adriatique.

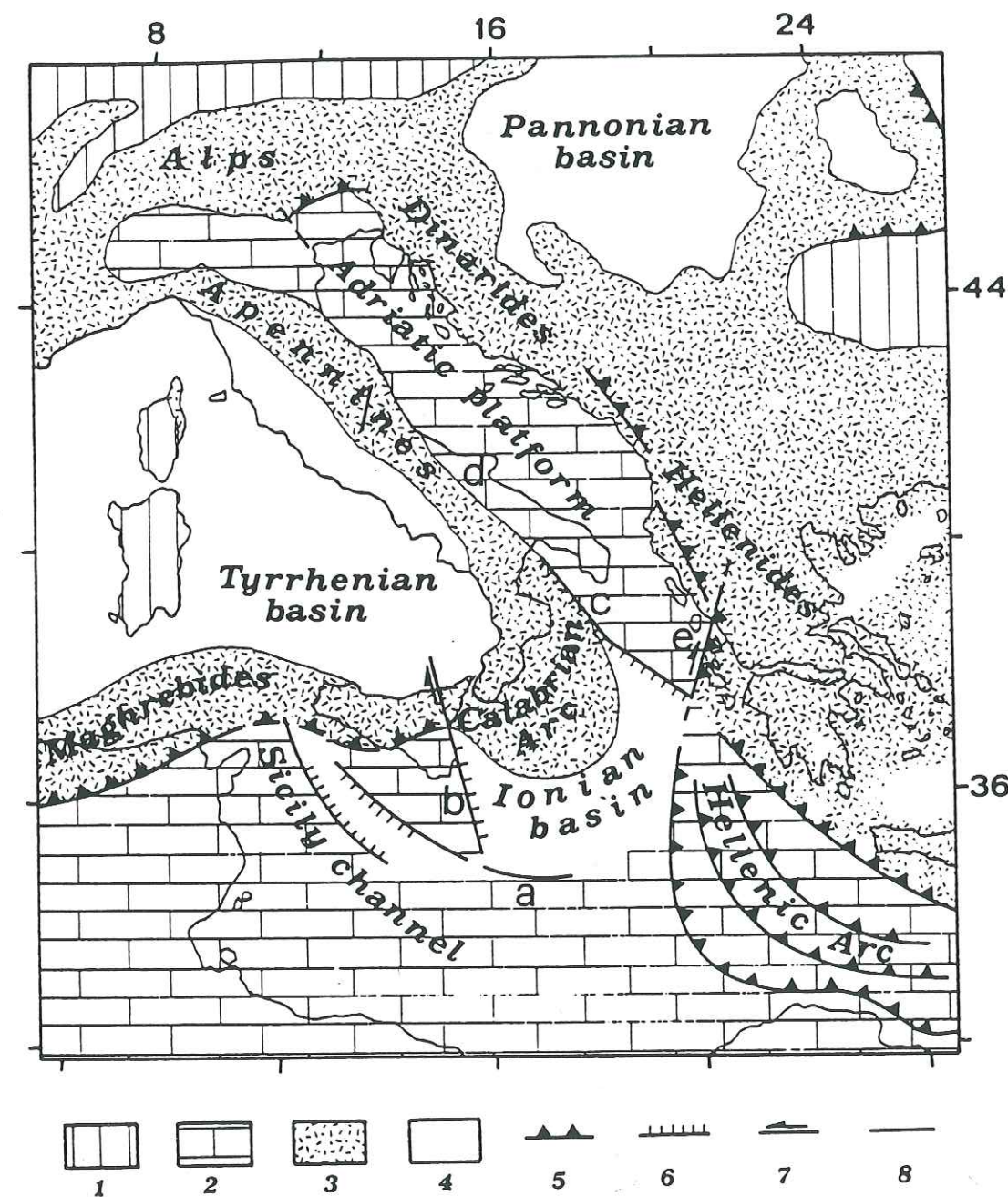


FIG. 0.8. — Principaux domaines structuraux de la Méditerranée centrale. 1 = domaine eurasiatique, 2 = domaine africain, 3 = chaînes de collision, 4 = zones affectées par de l'extension plio-quaternaire. Cités dans le texte : c = escarpement d'Apulie, e = ligne de Céphalonie. D'après MANTOVANI *et al.*, 1990.



Plus au nord pourtant, au beau milieu de l'Adriatique, les choses ne paraissent pas si claires (fig. 0.6). Une zone sismique, reconnue par Favali *et al.* (1993) et par Console *et al.* (1993), se dessine assez nettement au large du promontoire du Gargano (l'« éperon » de la botte italienne). Pour ces auteurs, une zone de déformation active existe en Adriatique le long d'un système composé de deux failles essentiellement décrochantes orientées est-ouest, la faille dextre des îles Tremiti au nord du Gargano, et la faille senestre de Mattinata plus au sud. À cheval sur le 42° parallèle, cette zone correspond aussi à un talus bathymétrique, avec des profondeurs maximales de 200 m au nord et de 1 200 m au sud. Le modèle couramment admis d'un bloc Adriatique rigide et asismique devrait donc être abandonné, et Console *et al.* (1993) considèrent cette latitude de 42° N comme la limite entre une « zone méso-Adriatique » au nord, et une microplaque sud-Adriatique. Cependant, cette limite est-ouest fait intervenir un hypothétique prolongement de failles seulement connues en surface. Si une telle limite existe, il nous semble qu'elle suive plutôt une direction SW-NE : cette orientation est celle de la ride du Gargano, le long de laquelle se distribue la sismicité.

Ainsi donc, le problème de la microplaque Adriatique ne ferait que se compliquer au fur et à mesure de son analyse. Favali *et al.* (1993) proposent par ailleurs, à hauteur du 41° parallèle, une autre discontinuité lithosphérique entre un bloc nord-tyrrhénien stable jouxtant la Corse, et, jouxtant la Sardaigne, un bloc plus récent, plus océanique, siège d'une activité sismique et volcanique.

Nous n'avons évoqué jusqu'à présent que la limite sud de la microplaque. Ses limites occidentale et orientale, constituées par les Apennins et les Dinarides, sont beaucoup plus claires. Les Apennins sont le résultat de la subduction de la marge occidentale de la microplaque Adriatique sous la lithosphère tyrrhénienne à l'Oligocène et au Miocène. Ils sont actuellement caractérisés par une importante extension (Anderson & Jackson, 1987 ; Jolivet, 1995). Celle-ci s'est en fait développée au fur et à mesure de la formation de la chaîne, sous la forme d'un effondrement lié à l'extension tyrrhénienne et à la dérive vers l'est de la microplaque Adriatique (fig. 0.6). En s'enfonçant à l'est sous l'Eurasie, la même microplaque a également donné naissance aux Dinarides. Pour les Apennins comme pour les Dinarides, rien ne permet d'envisager que la subduction ait fait disparaître une lithosphère océanique. L'opinion générale est que les marges subduites de la microplaque correspondaient à une lithosphère continentale amincie (Mantovani *et al.*, 1990).

L'extrémité nord de la microplaque Adriatique touche à l'arc alpin (Alpes centrales et occidentales). Cette proposition peut sembler évidente. Du Frioul à la Lombardie, une zone sismique suit cependant les rétrochevauchements à vergence sud du domaine austro-alpin sur la bordure nord de la plaine du Pô, compliquant ainsi le tracé de la limite (fig. 0.6). Dans le report des vecteurs vitesse de dérive, nous avons supposé que la microplaque s'étendait plus au nord, au moins jusqu'à la ligne insubrienne. Dans les Alpes centrales et occidentales, la cinématique actuelle est donc, avec le pôle choisi ici, essentiellement longitudinale à la chaîne. Il est aussi assez logique de constater que les Alpes centrales, où la vitesse relative est la plus faible, sont aussi les moins sismiques.

## 5. PLAN DE L'OUVRAGE

Cette thèse n'a bien sûr pas l'ambition de s'attaquer à l'ensemble des problèmes soulevés par ce prologue. Nous l'avons limitée à quelques observations, essentiellement sismiques et sismologiques, concernant les quatre orogènes étudiés.

La situation de Grenoble au cœur des Alpes françaises, nos travaux antérieurs, le regain d'intérêt que les Alpes ont récemment suscité au travers des programmes Ecors (Étude de la croûte continentale et océanique par réflexion et réfraction sismique), EGT, GéoFrance 3 D, et Sismalp (Étude et surveillance de la sismicité alpine) leur font naturellement occuper une place importante dans cette étude, ce qui explique que la première partie de cette thèse soit beaucoup plus volumineuse que la seconde. Les Alpes, archétypes des chaînes de montagnes, ont permis à Saussure de populariser à la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle le néologisme de « géologie ». Sans elles donc, pas de géologie... et peut-être pas de géophysique.

Le travail que nous avons effectué dans les Alpes occidentales depuis 1980 en éclaire certains points sous un angle nouveau. Le premier chapitre traite de l'atténuation intrinsèque des ondes sismiques dans la croûte alpine et dans celle du Massif central français. Le deuxième chapitre fait le point de l'état des connaissances sur l'allochtonie et l'écaillage lithosphérique avant que le profil Ecors-Crop, objet du troisième chapitre, ne vienne en 1985 éclaircir la situation. Le quatrième chapitre est consacré à la sismotectonique alpine, à la lumière des résultats récemment obtenus par le réseau Sismalp. Nous joignons, dans un dernier chapitre, l'exemple d'une tomographie télé-sismique du Sud-Est de la France<sup>5</sup>.

La seconde partie de cette thèse débute par l'étude de la structure profonde de l'Atlas tunisien et de ses abords. La Tunisie a en effet été l'objet, en 1985, d'une campagne de sondages sismiques profonds organisée dans le cadre du programme EGT (European GeoTraverse). Plus conçue, dans sa partie tunisienne, comme une opération de débroussaillage – aucune donnée n'était disponible auparavant –, cette campagne a permis de préciser la position du Moho non seulement sous l'Atlas tunisien, mais aussi sous la majeure partie du territoire tunisien, d'observer son raccordement au Moho peu profond du détroit de Sardaigne et de la mer Pélagienne, d'estimer l'importante sédimentation caractérisant la plateforme orientale, de mettre en évidence une vitesse crustale moyenne très inférieure à la normale ainsi qu'un réflecteur intra-mantellique très marqué.

Le second chapitre est une très brève incursion, à la faveur du programme Ecors, dans la chaîne pyrénéenne. Nous avons appliqué aux pointés réalisés sur les coupes de sismique réflexion verticale les techniques de migration mises au point dans les Alpes, mettant ainsi en évidence d'importantes zones diffractantes.

Notre travail se termine avec l'étude de la partie centrale de l'Oural. Dès son lancement en 1990, le programme Europrobe fit de cette chaîne l'un de ses objectifs prioritaires, favorisant ainsi les échanges entre les communautés scientifiques soviétique – puis russe –, et ouest-européenne. Ce fut pour nous l'occasion d'y exporter, dès 1992,

5. De nombreuses cartes (en particulier celles des chaps 4 & 5 de la 1<sup>e</sup> partie) ont été dessinées en utilisant la bibliothèque GMT (WESSEL & SMITH, 1991).



les techniques de sismique réflexion grand-angle et de tomographie télésismique pour étudier une suture paléozoïque.

Mais il est clair, pour ce qui concerne l'Atlas, les Pyrénées et l'Oural, qu'il ne s'agissait, dans chacun des cas, que d'y appliquer des techniques éprouvées auparavant dans les Alpes. La présentation « géographique » logiquement adoptée ici pour des raisons de clarté n'est pas partout chronologique.

## *PREMIÈRE PARTIE*

### ALPES OCCIDENTALES



*CHAPITRE PREMIER*

ATTÉNUATION INTRINSÈQUE

[THOUVENOT, F. 1983. Frequency dependence of the quality factor in the upper crust: a deep seismic sounding approach, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **73**, 427–447.]



*Geophys. J. R. astr. Soc.* (1983) 73, 427–447

## Frequency dependence of the quality factor in the upper crust: a deep seismic sounding approach

François Thouvenot *Laboratoire de Géophysique Interne  
(ERA CNRS No. 603) IRIGM, BP 53 X, 38041 Grenoble, France*

Received 1982 October 20; in original form 1982 September 14

**Summary.** Ray amplitudes are computed in a one-dimensional velocity structure where the quality factor  $Q$  varies continuously with depth. An iterative process is then proposed to derive the quality factor distribution in the upper crust from deep sounding data. Results for compressional waves in the French Massif Central and for a signal frequency close to 20 Hz show that  $Q$  increases in a rather linear way from about 40 in surface up to 600 at 7 km depth.  $Q$  seems to be higher in the Central Alps: 180 in surface, 1600 at 5 km depth (at 20 Hz). Using proper signal processing, the frequency dependence of  $Q$  is finally investigated in the frequency range 10–25 Hz. The results indicate a dependence of the form  $Q = Q_0 f^\alpha$ , where  $\alpha = 0.25 \pm 0.1$ .

### Introduction

Classically wave propagation is considered an adiabatic process, which means that wave motion will continue indefinitely once it has been initiated by some specific source. However, it is common experience that the geometrical spreading factor is only one component of the decrease of wave amplitudes. The other one is commonly known as 'internal friction', even if this term does not seem fortunate (Winkler, Nur & Gladwin 1979), and can be quantified by the so-called quality factor  $Q$ . Several excellent review papers have been written recently about the significance of  $Q$  measurements and their implications, and the reader is referred to them for a more complete general discussion (Johnston, Toksöz & Timur 1979; Winkler *et al.* 1979).

Although the amount of attenuation is relatively well-known in the mantle on the basis of teleseismic studies, the literature concerning the study of  $Q$  in the crust is rather scarce. Up to now only average values have been estimated (e.g. Press 1964), although Clowes & Kanasewich (1970), Berg *et al.* (1971) or Perrier & Ruegg (1973) tried to model the crustal attenuation by a stack of constant- $Q$  layers.

This study has three facets. (1) We first present a new way to model the anelasticity of the upper crust.  $Q$  is supposed to increase or decrease continuously with depth while the vertically inhomogeneous velocity model is smoothed with an adequate interpolating curve. Several cases are discussed — interpolation cubic splines, smoothing cubic splines and

exponential splines — which lead to two types of approach — analytical and numerical. (2) A method is then suggested to separate the effects of geometrical spreading and of absorptive losses in seismic signals observed in deep seismic sounding experiments. The method is then successfully tested with a data set previously used by Perrier & Ruegg (1973). (3) We finally show how this method can be used to test the frequency dependence — or constancy — of the quality factor. This problem has turned to a controversy since Rautian & Khalturin (1978) and Aki (1980) ran counter to the constant- $Q$  philosophy professed by Knopoff (1964) and subsequently supported by many authors. This study could thus be viewed as a contribution to the solution of this seismological tangle.

## 1 Ray integrals and amplitudes with a depth-dependent $Q$

### 1.1 THE PROBLEM

We assume that the medium is vertically inhomogeneous, with a coordinate system  $(x, z)$  such that the  $z$ -axis is perpendicular to the Earth's surface. And we assume that the velocity distribution is specified by a set of velocities  $v_i$  at given depths  $z_i$ , with  $v_{i+1} > v_i$ . It is well-known (Chapman 1971; Červený & Pretlová 1977a) that the ray amplitudes are very sensitive not only to interfaces of the first order, but also to interfaces of higher orders. This problem can be solved in several ways.

The analytical approach used by Červený & Pretlová (1977a) is based on a cubic spline interpolation of the velocity/depth distribution, or rather its reciprocal distribution  $z = z(v)$ . In this case, the cubic spline interpolation is continuous, as well as its first and second derivatives and, moreover, the ray integrals can be evaluated in a closed form.

The numerical approach, first suggested by Chapman (1971), uses basically a cubic spline interpolation  $v = v(z)$ . Because the velocity/depth distribution is never accurately known, smoothing cubic splines can be used instead, while exponential splines should be reserved for special cases where undesirable oscillations of the cubic spline introduce spurious low-velocity layers.

From the pure mathematical viewpoint, the analytical way looks terse and more attractive. But, because the velocity is the variable of integration, the variation of the quality factor should be expressed as a function of the velocity. Otherwise, one of the ray integrals cannot be evaluated in a closed form and the interest of this method vanishes. By contrast, the numerical method allows a depth dependence of the quality factor and is nevertheless easy to implement. Both approaches are now examined more thoroughly.

### 1.2 ANALYTICAL APPROACH

We denote the ray parameter by  $p$ , and then, if we consider the section of the ray between the depths  $z_i$  and  $z_{i+1}$ , the corresponding travel time and horizontal distance along this section are the well-known ray integrals

$$t_i = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{dz}{v \sqrt{1 - p^2 v^2}}, \quad x_i = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{p v dz}{\sqrt{1 - p^2 v^2}}. \quad (1)$$

If  $z$  is expressed as a cubic polynomial in  $v$  for any velocity interval  $[v_i, v_{i+1}]$

$$z = a_i + b_i v + c_i v^2 + d_i v^3, \quad (2)$$

the ray integrals (1) can be rewritten

$$t_i = b_i I_1^{(i)} + 2c_i I_0^{(i)} + 3d_i I_1^{(i)}, \quad x_i = b_i L_1^{(i)} + 2c_i L_2^{(i)} + 3d_i L_3^{(i)} \quad (3)$$



where

$$I_n^{(i)} = \int_{v_i}^{v_{i+1}} \frac{v^n dv}{\sqrt{1-p^2 v^2}}$$

and

$$L_n^{(i)} = p I_n^{(i)}. \quad (4)$$

Moreover, the quantity  $\partial x_i / \partial p$  which is used in the computation of the geometrical spreading is easy to calculate from equations (3) and (4). We simply obtain:

$$\partial x_i / \partial p = b_i K_1^{(i)} + 2c_i K_2^{(i)} + 3d_i K_3^{(i)} \quad (5)$$

where

$$K_n^{(i)} = \partial L_n^{(i)} / \partial p = \int_{v_i}^{v_{i+1}} v^n (1-p^2 v^2)^{-3/2} dv. \quad (6)$$

Explicit formulae for  $I_n^{(i)}$ ,  $L_n^{(i)}$  and  $K_n^{(i)}$  can be found in Červený & Pretlová (1977b).

To introduce attenuation in the model, we need to compute the corresponding absorptive loss factor

$$\exp \left[ -\pi f \int_{\text{ray}} (ds/Qv) \right], \quad (7)$$

where  $f$  is the frequency of the signal and  $s$  the curvilinear abscissa along the ray.

Using the velocity  $v$  as the variable of integration, the integral in (7) can be expressed as a sum of quantities  $t_i^*$ :

$$t_i^* = \int_{v_i}^{v_{i+1}} \frac{dz}{dv} \frac{dv}{Qv \sqrt{1-p^2 v^2}}. \quad (8)$$

It is obvious then that, in order to perform an analytical integration of (8),  $Q$  should be a function of  $v$ , and not of  $z$ .

The first thought would be to suppose a linear dependence of  $Q$  with the velocity in each velocity interval  $[v_i, v_{i+1}]$

$$Q = B_i(A_i + v). \quad (9)$$

This relationship has a discrepancy of only a few per cent with a linear depth dependence of  $Q$ , which is more significant from the physical viewpoint. But, although the closed form evaluation of (8) is possible, it leads to some tedious computations. Therefore, we found it more convenient to use another dependence between  $Q$  and the velocity:

$$Q = \frac{A_i}{1 + B_i v^2} \quad (10)$$

which, at first, seems sophisticated and unrealistic, but which proves very efficient when introduced in (8):

$$t_i^* = \frac{1}{A_i} \int_{v_i}^{v_{i+1}} \frac{dz}{dv} \frac{dv}{v \sqrt{1-p^2 v^2}} + \frac{B_i}{p A_i} \int_{v_i}^{v_{i+1}} \frac{dz}{dv} \frac{pv dv}{\sqrt{1-p^2 v^2}}. \quad (11)$$

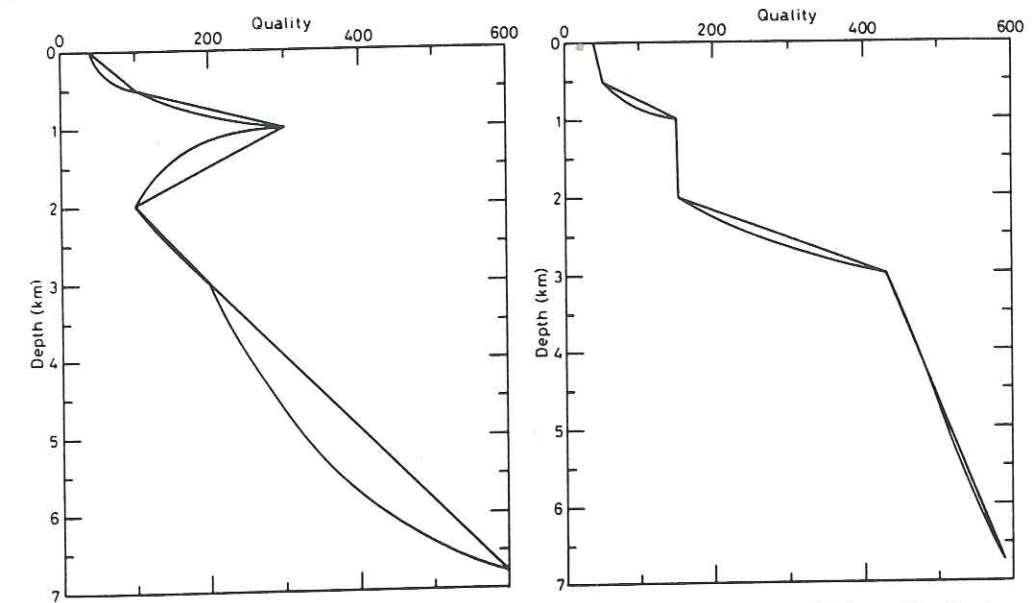


Figure 1. (left) Case of a low quality factor zone sandwiched between two high quality factor zones. (right) Case of a monotonous increase in quality. In both cases, two curves are plotted: (1) the quality factor  $Q = A_i / (1 + B_i v^2)$  on each velocity interval  $[v_i, v_{i+1}]$ , (2) the strictly linear depth dependence of  $Q$  on each depth interval  $[z_i, z_{i+1}]$ . The discrepancy is not very significant, except in the left-hand side case, where the quality factor reversal is responsible for the deviation observed in the depth range 3–7 km. Velocity/depth function given in Table 1.

Clearly, it follows from (1) that

$$t_i^* = \frac{1}{A_i} \left[ t_i + \frac{B_i x_i}{p} \right]. \quad (12)$$

In this way, the quantity  $t_i^*$  is directly linked to the travel time  $t_i$  and to the horizontal distance  $x_i$ . It can be seen in Fig. 1 that the relationship given by (10) is usually very close to a strictly linear depth dependence. We put a final stress on the fact that, although this dependence between  $Q$  and the velocity does not seem very realistic —  $Q$  is most likely more closely related to factors such as fluid content or temperature than it is to velocity — this approach is extremely convenient from the mathematical viewpoint, because the computation of  $t_i^*$  is as easy as winking.

Table 1. Velocity/depth distribution in the French Massif Central (Perrier & Ruegg 1973). Depths refer to the altitude of 500 m.

$z$ (km)	$v$ (km s <sup>-1</sup> )
0.000	5.200
0.017	5.211
0.500	5.530
1.000	5.690
2.000	5.840
3.000	5.910
6.800	6.010



## 1.3 NUMERICAL APPROACH

Using a spline smoothing of the velocity/depth distribution  $v = v(z)$  enables a closer contact to be kept with the parameter  $z$ . At least three types of spline functions can be used. We will not expatiate on the simple case of strict interpolation splines, but rather consider the case of smoothing splines, first suggested by Červený & Pretlová (1977a). They prove to be advantageous when the velocity/depth distribution involves minute inaccuracies which find expression in crooks and unevennesses when the amplitude/distance curve is computed. Since such inaccuracies are the common share of any velocity/depth determination, usually arrived at with the Wiechert–Herglotz inversion, smoothing splines should be used systematically. At each node  $z_i$ , the function  $v(z)$  is slightly different from the distribution velocity  $v_i$ , but the deviation is usually very small, compared to the error inherent in the determination of  $v_i$ . Controlling the extent of smoothing can be achieved by the use of the cross-validation method (see Section 1.4)

The third kind of smoothing which will be finally examined here is the so-called exponential spline smoothing, because it allows us to remove definitely eventual spurious oscillations of the cubic spline. Authors familiar with velocity/depth smoothing are well aware of this problem (Červený & Pretlová 1977a), which is classically solved by introducing additive points in the velocity/depth distribution. Exponential splines constitute an alternative solution. First studied by Späth (1969), they can be viewed as a generalization of cubic splines: in the depth interval  $[z_i, z_{i+1}]$ , the velocity is expressed by

$$v = a_i + b_i(z - z_i) + c_i \exp[\sigma_i(z - z_i)] + d_i \exp[-\sigma_i(z - z_i)]. \quad (13)$$

The parameter  $\sigma_i$  controls the tension of the curve on  $[z_i, z_{i+1}]$ : as  $\sigma_i$  tends to zero, the interpolating curve tends to a cubic spline; for increasing values of  $\sigma_i$ , the curve is more and more straightened, this straightness resulting in a linear interpolation as  $\sigma_i$  tends to  $\infty$ .

The velocity/depth distribution being properly interpolated, the non-constancy of  $Q$  can now be expressed by

$$Q = A_i + B_i z, \quad (14)$$

and the ray integrals (1) as well as the integral (8) have to be computed numerically. There is no difficulty about this computation, except in the vicinity of the ray turning-point, at depth  $z_m$ , where the ray parameter and the velocity are in a reciprocal ratio, and an inverse square-root singularity occurs. It can be shown that these integrals can be reduced, in any case, to

$$I = \int_{z_i}^{z_m} \frac{\phi(z)}{\sqrt{z_m - z}} dz \quad (15)$$

where  $\phi$  is a regular function on  $[x_i, z_m]$ . Changing the variable of integration to

$$\xi = \frac{z - z_i}{z_m - z_i}, \quad (16)$$

(15) can be written

$$I = \sqrt{z_m - z_i} \int_0^1 \frac{\phi(\xi)}{\sqrt{1 - \xi}} d\xi. \quad (17)$$

Using the generalized Gauss quadrature formula, an orthogonal expansion of (17) is

$$I = \sqrt{z_m - z_i} \lim_{n \rightarrow \infty} \sum_{k=0}^n H_k \phi(\xi_k) \quad (18)$$

where the coefficients  $H_k$  and the points of integration  $\xi_k$  are closely connected to the positive roots of the Legendre polynomial of degree  $2(n+1)$ . Since the convergence of the expansion is very fast, one may safely limit the integration to only half a dozen points.

## 1.4 COMPUTATION OF THE AMPLITUDE

The alternative closed form approach/numerical approach can be used to compute, for a given ray parameter  $p$ , the epicentral distance  $x$ , the travel time  $t$  and the amplitude at  $x$  which can be expressed by the following equation:

$$A(f, x) = A_0(f) \cdot EXG(x) \cdot R(x) \cdot \exp \left[ -\pi f \int_{\text{ray}} (ds/Qv) \right], \quad (19)$$

where:  $A(f, x)$  is the amplitude spectrum of the recorded arrival;  $A_0(f)$  is the source spectrum;  $EXG(x)$  is the geometrical spreading factor; and  $R(x)$  is the free-surface reflection factor.

Reflection or refraction factors pertaining to waves impinging on velocity discontinuities are not taken into account here, because we suppose that the velocity increase in the medium is very smooth and that the ray field is regular, i.e. free of caustics or cusps. This condition is usually met in the real case of a crystalline basement. Another hypothesis which is obvious from equation (19) is that the source line radiates the same amount of energy in any direction. Explosive sources can be considered to have this characteristic in first approximation. We discuss the importance of this assumption later.

## 2 Application to deep seismic sounding experiments

## 2.1 DATA

This section describes how deep seismic data can be used to investigate the anelasticity of the upper crust. The data are from experiments which were carried out in 1970 in the western part of the French Massif Central (Fig. 2) on the so-called Millevaches Plateau (Perrier & Ruegg 1973). The Palaeozoic basement outcrops there under the form of muscovite granites. Tectonics and the observation of  $P_g$ -waves all agree to consider a vertically inhomogeneous medium a good model of the upper crust in this area. Moreover, no interface is found to occur in the first 10 km of the upper crust.

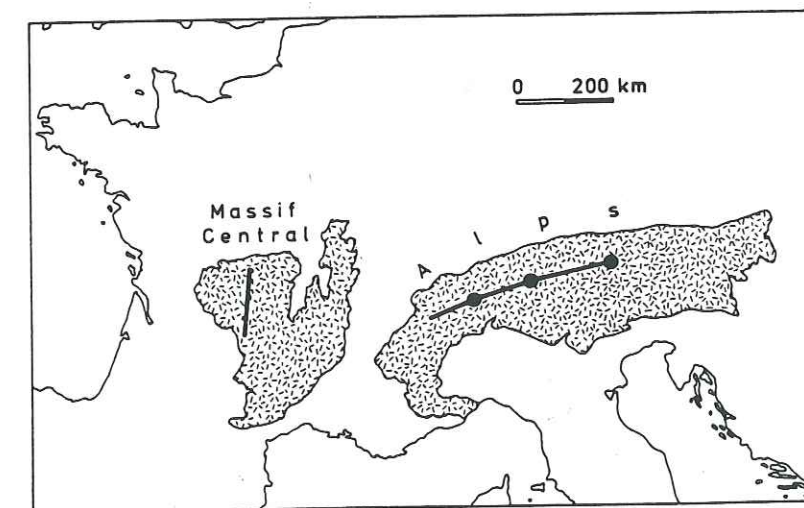


Figure 2. Location of deep seismic profiles used in this study: French Massif Central (Section 2) and Central Alps (Section 3).



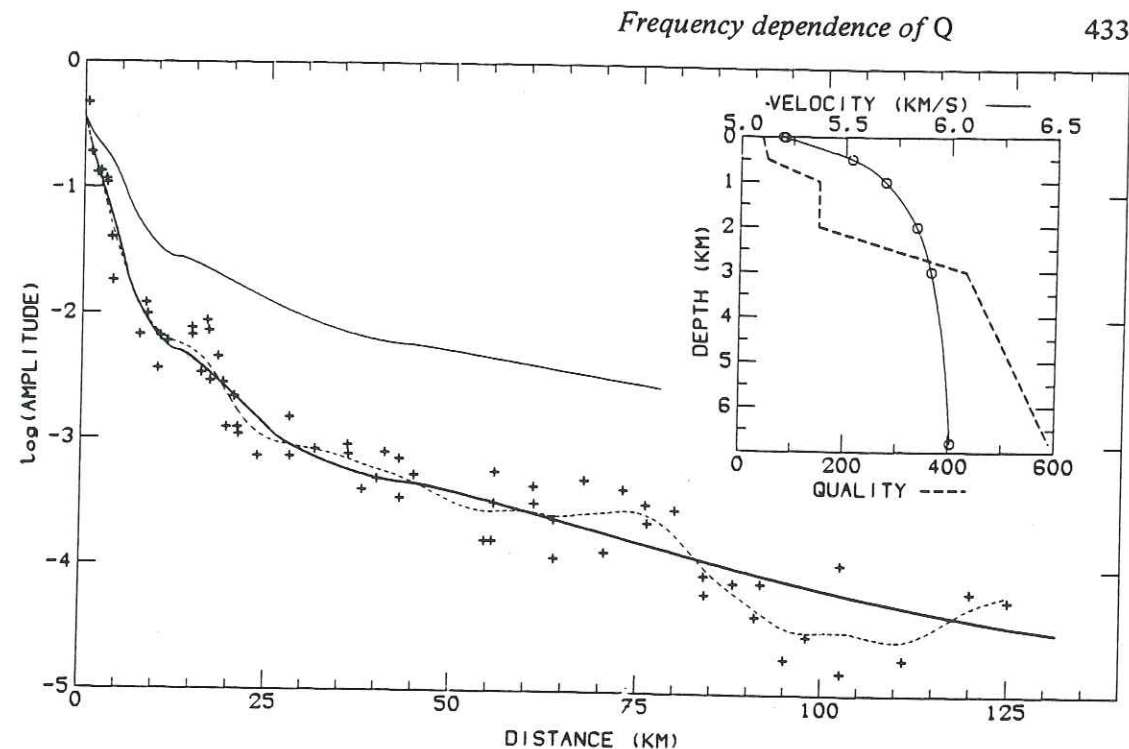


Figure 3. Best fitting  $Q$ /depth model for the French Massif Central (heavy dashed line in the box) with the resulting amplitude/distance curve (heavy line). Observed amplitudes (crosses) are smoothed by cross-validation splines (dashed line). The amplitude/distance curve for a perfectly elastic medium is shown for comparison (light line). Same velocity data as in Table 1, now used with an exponential spline interpolation.

The signals were generated by explosive sources and were recorded on analogue tape recorders, which allowed, after digitization, a pliable computer processing. Only vertical component data have been used in this study. Amplitudes of the first arrival were measured on 64 signals with a mean frequency of 18.6 Hz. Distances to shotpoint ranged from 0.5 to 125 km. The velocity model was calculated by Perrier & Ruegg (1973) using the Wiechert-Herglotz inversion.

After correcting the amplitudes for instrument response, they can be plotted on a semi-logarithmic scale (Fig. 3).

## 2.2 DEFINING THE AMPLITUDE DECREASE

Now comes a perplexing point: what should be the best analytical representation of this data cloud? One would confront the same problem if a line had to be drawn through it by hand. How in particular should the data be smoothed near the shotpoint, where the amplitude decreases rapidly? Should the amplitude measured at the nearest station be taken into account more than others?

Because of its lack of objectivity, a manual smoothing cannot be retained. Turning to smoothing splines does nothing but move the problem back. Denoting indeed by  $A_i$  the amplitude measured at the distance  $x_i$ , by  $m$  the number of data points and restricting for simplicity to the case of cubic splines, the smoothing amounts(?) to seek the solution  $s_\tau$  of the problem (Reinsch 1967):

$$\text{minimize}_{f \in H^2[0, x_m]} \left\{ \tau \int_0^{x_m} [f''(x)]^2 dx + \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m F_i^2(f) \right\} \quad (20)$$

## 434 F. Thouvenot

$H_2[0, x_m]$  is the set of real functions defined on  $[0, x_m]$  such that  $f$  and  $f'$  are continuous and the integration of the square of  $f''$  is possible;  $F_i(f)$  is an expression involving  $x_i$ ,  $A_i$  and  $f(x_i)$ .

It remains to choose the smoothing parameter  $\tau$ , i.e. the balance between the 'smoothness' of  $s_\tau$  measured by the integral in equation (20) and the 'fidelity' to the data measured by the discrete sum. The cross-validation method (Utreras 1979) allows us to compute this parameter in the following way: if  $\sigma_{\tau, k}$  denotes the function solution of the problem

$$\text{minimize}_{f \in H^2[0, x_m]} \left\{ \tau \int_0^{x_m} [f''(x)]^2 dx + \frac{1}{m} \sum_{i=1, i \neq k}^m F_i^2(f) \right\}, \quad (21)$$

$\sigma_{\tau, k}$  is very similar to  $s_\tau$  except that the point  $(x_k, A_k)$  is not taken into account. Describing the whole data set allows us to build up a set of  $m$  functions  $\sigma_{\tau, k}$ .  $\tau$  can henceforth be defined as the value minimizing the quantity

$$V(\tau) = \frac{1}{m} \sum_{k=1}^m [A_k - \sigma_{\tau, k}(x_k)]^2. \quad (22)$$

Routines developed by Utreras (1979), which are very time-efficient even for many data points, have been used to compute  $\tau$  and thus obtain an unbiased analytical representation of the amplitude decrease.

## 2.3 INVERSION PROCESS

The  $Q$  distribution is described by a set of  $n$  nodes  $(z_i, Q_i)$  and linear — or pseudo-linear — interpolations between them. At the beginning of the process, the  $Q$ /depth function is supposed *a priori* to be constant throughout the crust. In the case under study we used a constant value of 300. But this trial value has no influence on the final  $Q$ /depth model.

An iterative process is applied at each node in order to fit the analytical representation of the amplitude decrease. For a given  $Q$ /depth function, the extent of fitting is defined by the standard deviation of amplitudes calculated for rays having their turning-points at depths  $\{z_i\}$  ( $i = 2, \dots, n$ ). Each  $Q_i$  is adjusted until the best fitting is obtained.

Once it has been performed on the deepest node, the process is iterated, but now the amplitude standard deviation is calculated for rays having their turning-points at depths.

$$\{z_{i-1} + (z_i - z_{i-1})/2, z_i\} \quad (i = 2, \dots, n).$$

At iteration number  $k$ , the ray set is defined by the series

$$\{z_{i-1} + (z_i - z_{i-1})/k, z_{i-1} + 2(z_i - z_{i-1})/k, \dots, z_i\} \quad (i = 2, \dots, n).$$

Thus, the model is quickly roughed out, the solution being sharpened only in the further iterations (Fig. 4). A couple of iterations is generally sufficient to stabilize the  $Q$ /depth function (Thouvenot 1981). For a typical data set of about 100 observed amplitude points and for a velocity/depth distribution of 10 nodes or so, the computing time is 1 min on an HB68 system.

## 2.4 RESULTS

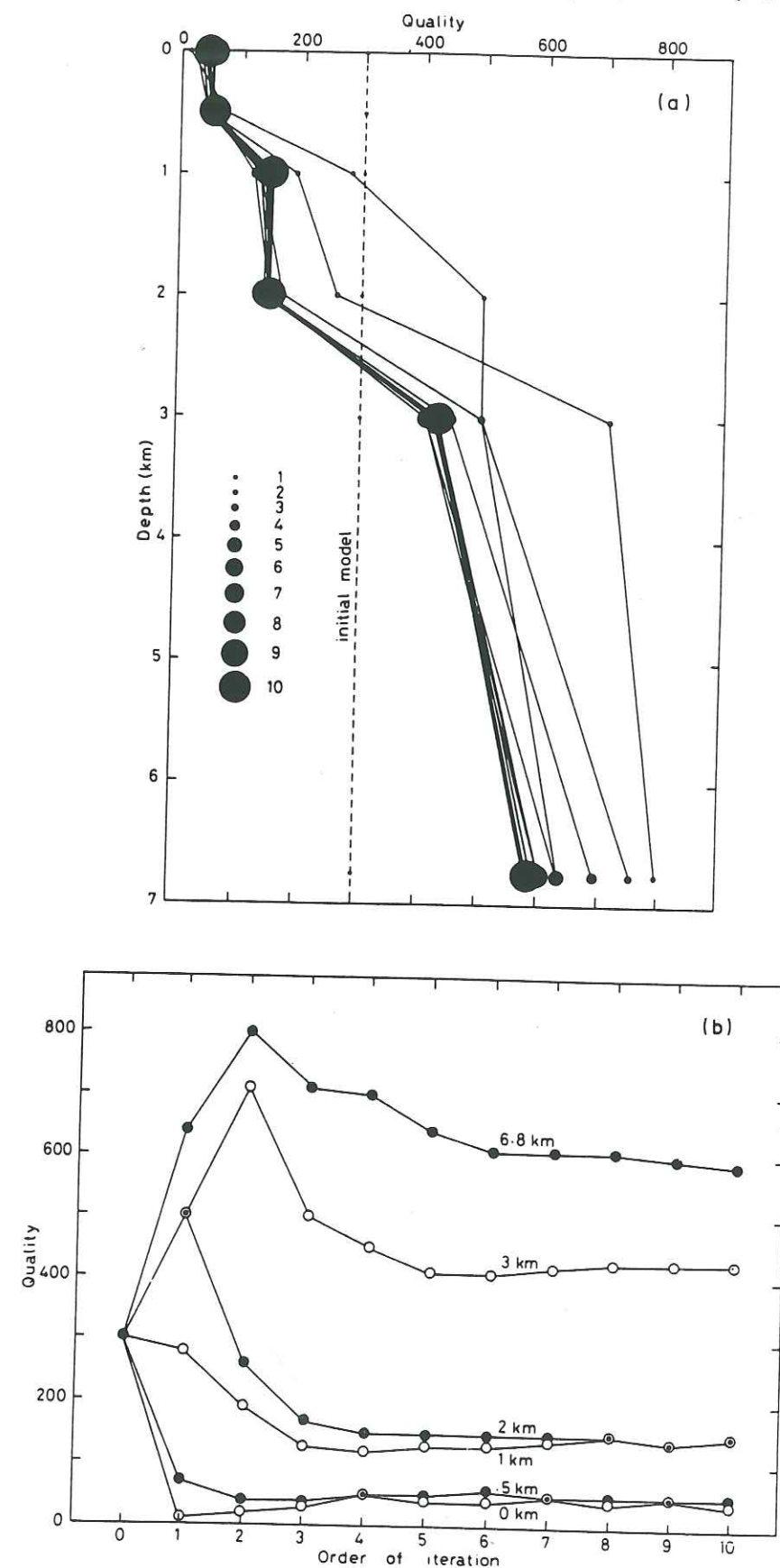
The resulting amplitude/distance curve (heavy line in Fig. 3) can be compared to the amplitude/distance curve for a perfectly elastic medium. The difference between the two

Figure 4. Convergence of the  $Q$  models towards the final solution. Two different representations are displayed: (a)  $Q$ /depth plot for 10 iterations of the inversion process, the size of the symbols being in relation with the order of iteration and the final solution being shown in heavy line; (b) convergence of the quality factor at a given depth versus the order of iteration. Six iterations are usually sufficient to stabilize all values.



Frequency dependence of  $Q$ 

435



436

F. Thouvenot

curves at large distances is more than one logarithmic unit and reflects the influence of absorptive losses in the upper crust.  $Q$  increases in a rather linear way from about 40 in surface up to 600 at 7 km depth.

This  $Q$ /depth function is somewhat different from results by Perrier & Ruegg (1973). Basically, this is due to the fact that these authors kept up a linear interpolation between the nodes of the velocity/depth distribution. The velocity gradient and its first derivative were then discontinuous. Consequently, their  $Q$  values (300 at most) are lower than ours. But maybe the most interesting difference stands in the trend of  $Q$  at large depths. Results by Perrier & Ruegg (1973) show a kind of stabilization of the quality factor around the value of 300. And this effect can be felt even at the moderate depth of 3 km. Our results do not imply any stabilization of the sort: the quality factor still increases at depth and high  $Q$  values of about 1000 would thus characterize the middle crust.

3 Testing the frequency dependence of  $Q$ 

Testing the frequency dependence of the quality factor in the upper crust is the very first idea coming to the mind when the inversion process is fully understood. If one is able to define the observed amplitude decrease for a given frequency, a proper frequency analysis of the seismic signals should provide a series of  $Q$ /depth models. Finally, the evolution of the quality factor at a given depth as a function of frequency should give valuable information on the frequency trend.

Data used in this section were collected along the 1975 Alpine Longitudinal Profile (ALP 75) in South Switzerland and Western Austria (Fig. 2). This part of the profile runs across the Penninic Domain (Bernhard and Silvretta Nappes), the Aar-Gothard crystalline complex and the Austro-Alpine Domain (Oetztal Nappes) with a short cut through the Engadin window (Alpine Explosion Seismology Group 1976). Three shotpoints are used in this study, with two shots in each place. All of them are situated in the crystalline basement: gneissic complex of the Gotthard Massif for the western shotpoint; upper Austro-Alpine

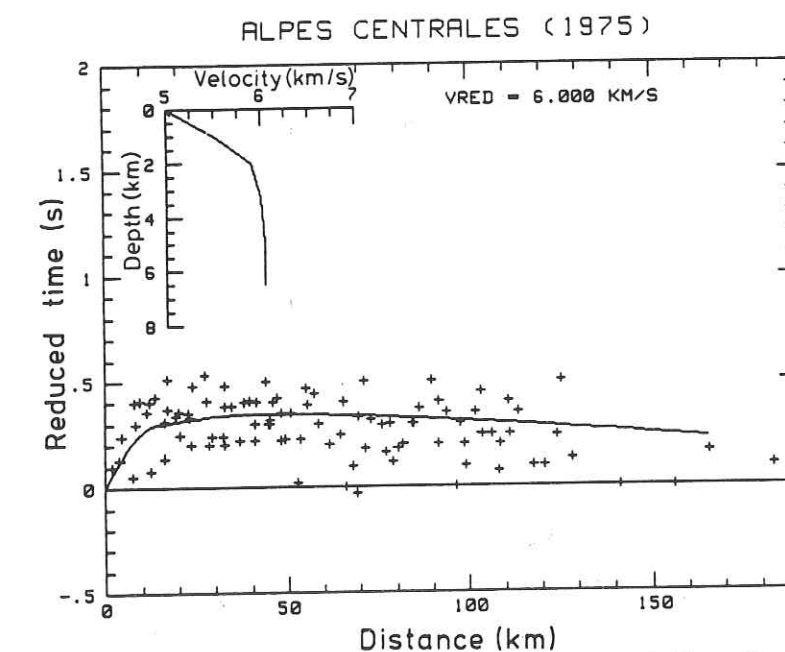


Figure 5. Observed reduced travel times for the central part of the ALP 75 profile and velocity/depth structure (Central Alps).



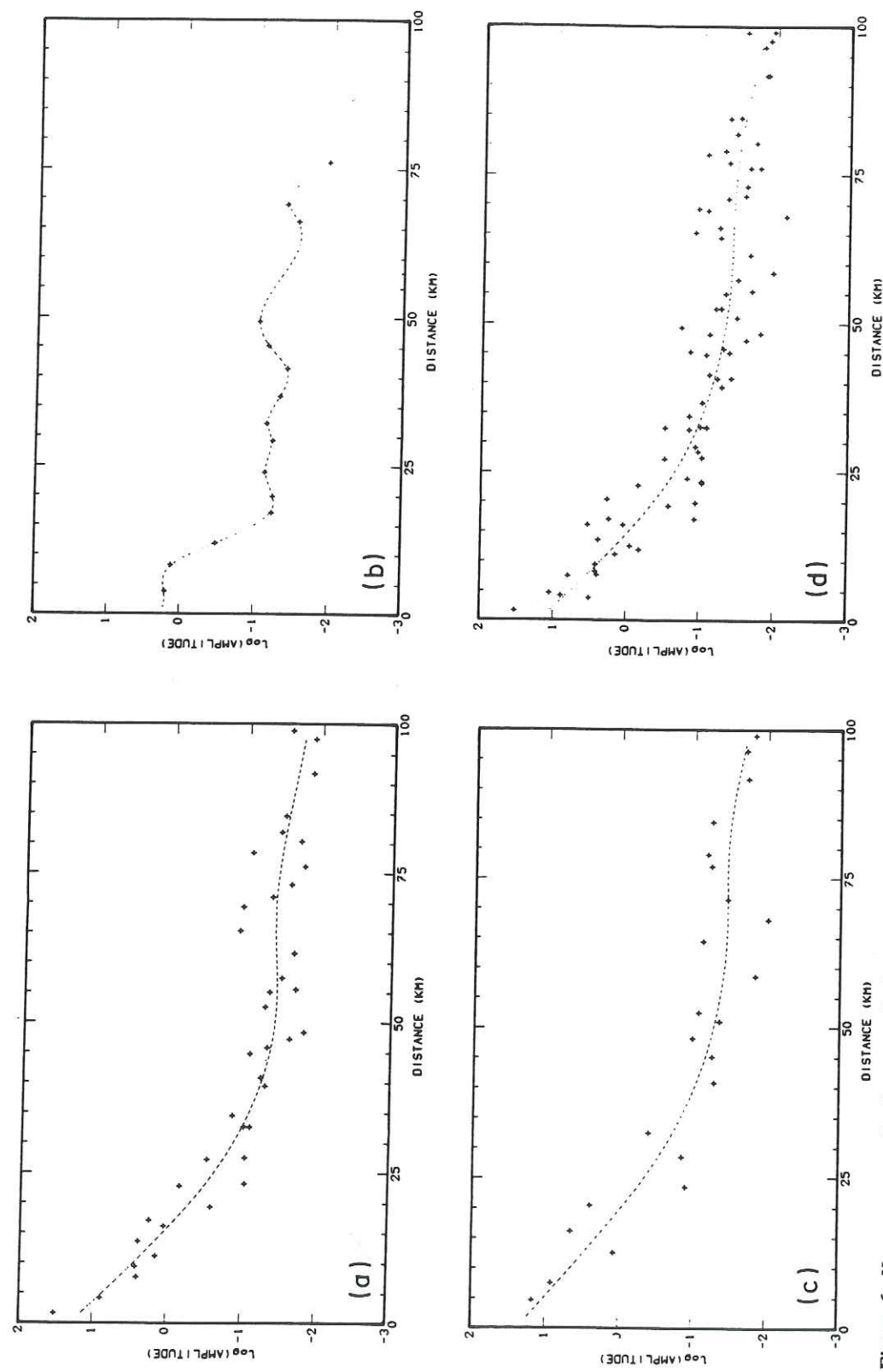
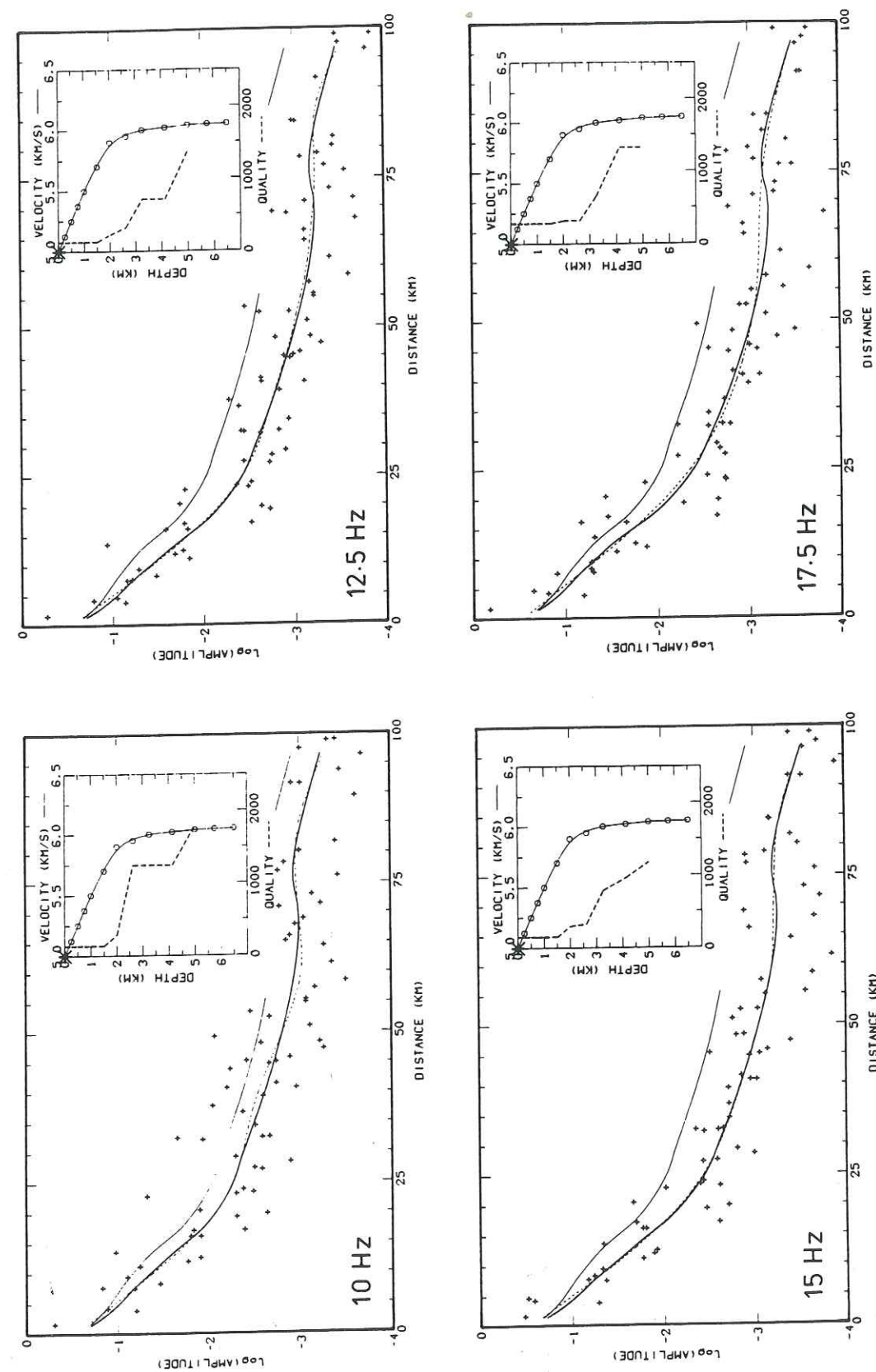


Figure 6. How a composite decrease of observed amplitudes is built. (a, b, c) Observed amplitudes for three different shotpoints on three different sections of the ALP 75 profile; respectively: western shotpoint recorded to the east and to the west, middle shotpoint recorded to the west and eastern short point recorded to the west; data are scaled for shot weight and smoothed by cross-validation splines. (d) Composite decrease of observed amplitudes; allowance has been made for differences in the efficiency of the shots.





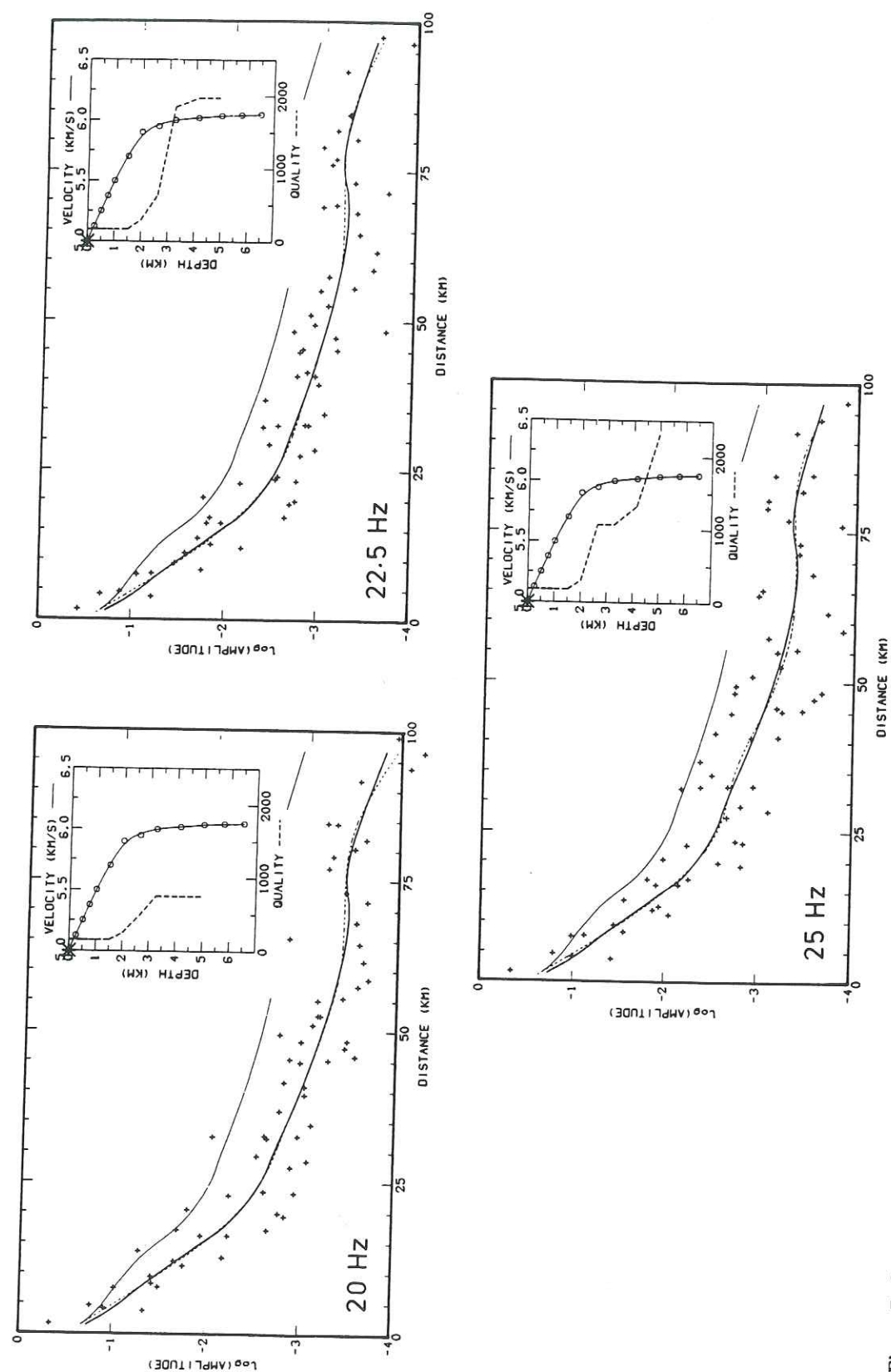


Figure 7.  $Q$  models for the Central Alps as a function of frequency. For each frequency, the  $Q$ /depth model displayed is the one which provides the best fit of observed amplitude data. Refer to Fig. 3 for a further description.

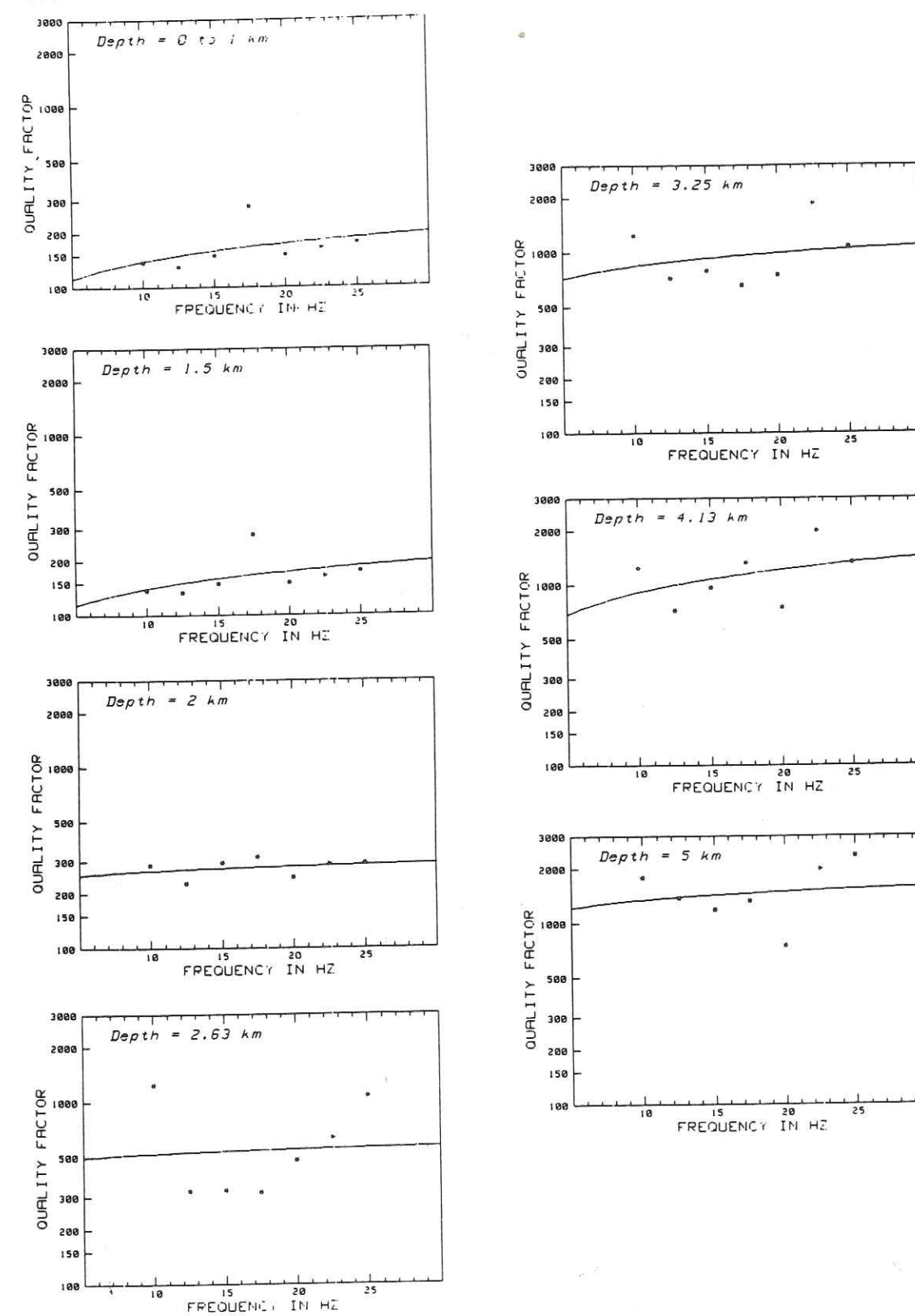


Figure 8. Frequency dependence of  $Q$  in the upper crust (Central Alps). For each depth,  $Q$  values arrived at by the inversion process are analysed using a logarithmic regression  $Q = Q_0 f^\alpha$ . Depths refer to the altitude of 1000 m.



basement for the middle shotpoint; lower Austro-Alpine nappe (Innsbrücker Quarzphyllit) for the eastern shotpoint. A detailed analysis of  $P_g$ -waves in each section of ALP 75 (Ottinger 1976; Miller, Gebrande & Schmedes 1977) shows no evidence of strong interfaces in the velocity models of the upper crust. Observed travel times are plotted as a composite section in order to get a synthetic velocity/depth function (Fig. 5 and Table 2).

The next step is to perform several bandpass filterings of the data. The following values were retained: 8–12; 10–15; 12–18; 14–21; 16–24; 18–27 and 20–30 Hz. For each filtering, the amplitude of the first arrival is measured, when possible, in each station not beyond 100 km. It seems actually far more sensible to limit amplitude measurements to signals where the first arrival is clear rather than to measure without rhyme or reason. Up to 100 km, the signal:noise ratio is mostly adequate and the data density is approximately constant – one point every 1.5 km or so – whether in the vicinity of the shotpoint or in the range 90–100 km.

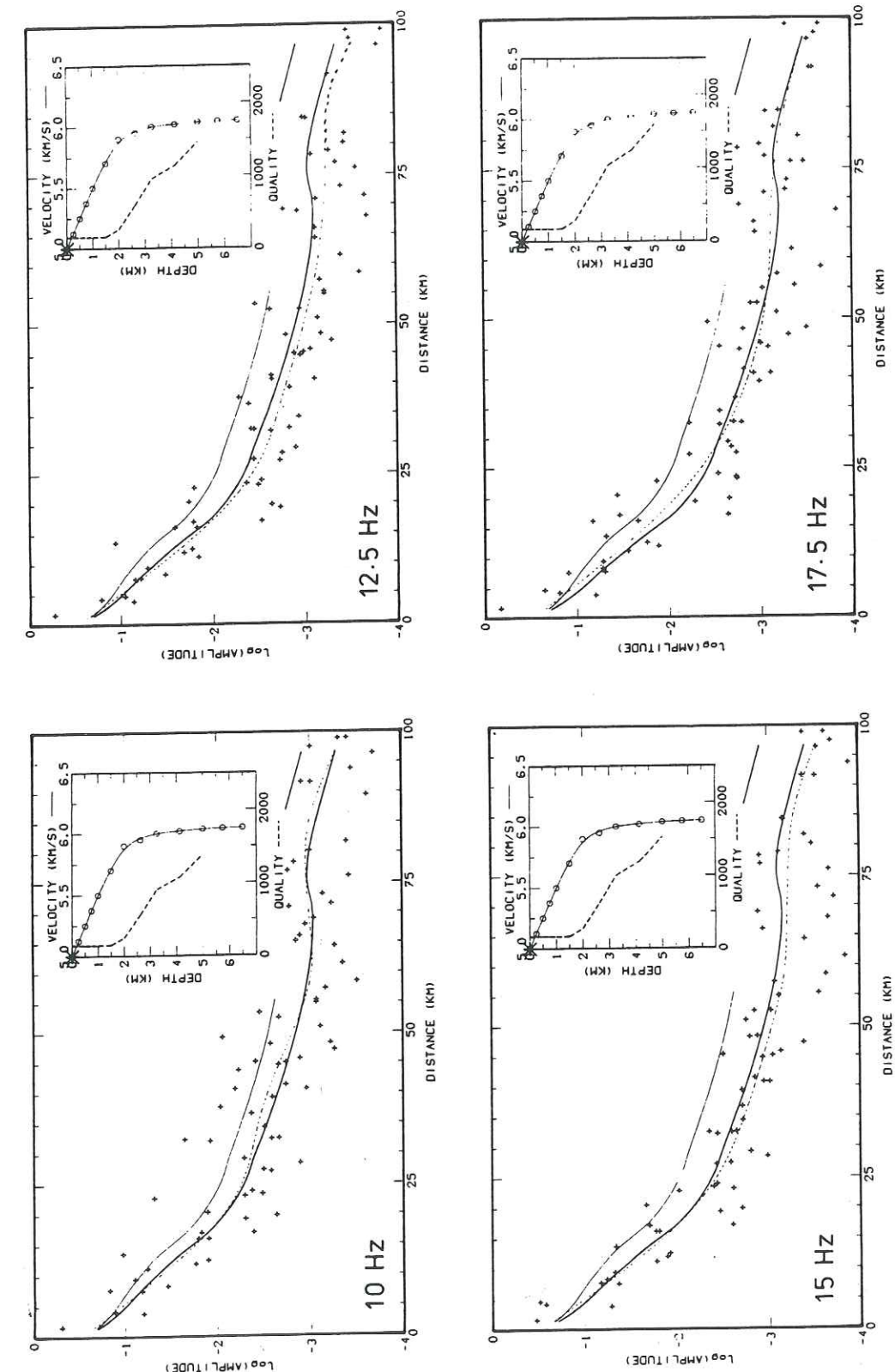
To take the shot weight into account, amplitudes are scaled by  $W^{2/3}$ , where  $W$  is the weight of explosives in tons. Amplitude data for each shot are first smoothed separately using the cross-validation method (Fig. 6) and then put together after a proper adjustment has been performed to balance the efficiency of the shots. The cross-validation method is applied once more to obtain a composite analytical decrease of observed amplitudes for the frequency under study. This analytical decrease is ultimately used as the starting point of the  $Q$  inversion process.

$Q$  models arrived at are shown in Fig. 7, together with the relevant amplitude curves. Values are rather consistent in the very upper crust – down to 1.5 km depth – but are more scattered further below (Table 2). This is due to the fact that  $Q$  values at depth are drastically sensitive to the near-horizontality of amplitude curves in the range 60–100 km. This scattering reflects the limit of the method and values in Table 2 are significant up to only two digits at most.

The frequency dependence can nevertheless be analysed at each depth (Fig. 8). A logarithmic regression  $Q = Q_0 f^\alpha$  is applied and the values of  $\alpha$  and  $Q_0$  are given in Table 2.

**Table 2.** Velocity and quality factor distribution as a function of depth and frequency in the Central Alps. Depths refer to the altitude of 1000 m. A logarithmic regression  $Q = Q_0 f^\alpha$  is performed at each depth and the values of  $\alpha$  and  $Q_0$  are given together with the standard deviation. The mean value of  $\alpha$  is  $0.25 \pm 0.1$ .

z (km)	v (km/s)	$Q_0$	frequency (Hz)							$\alpha$	St.Dev.
			10	12.5	15	17.5	20	22.5	25		
0.000	5.000	67	137	130	149	278	150	164	175	0.317	0.064
0.250	5.125	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
0.500	5.250	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
0.750	5.375	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
1.000	5.500	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"
1.500	5.700	69	137	133	149	278	150	164	175	0.307	0.063
2.000	5.900	222	287	228	294	317	244	291	292	0.079	0.016
2.625	5.950	439	1242	325	326	317	477	633	1062	0.073	0.397
3.250	6.000	496	1242	717	787	657	748	1850	1062	0.229	0.160
4.125	6.020	354	1242	717	959	1323	748	1974	1322	0.409	0.133
5.000	6.040	954	1784	1370	1175	1323	748	1974	2345	0.147	0.170
5.750	6.045										
6.500	6.050										





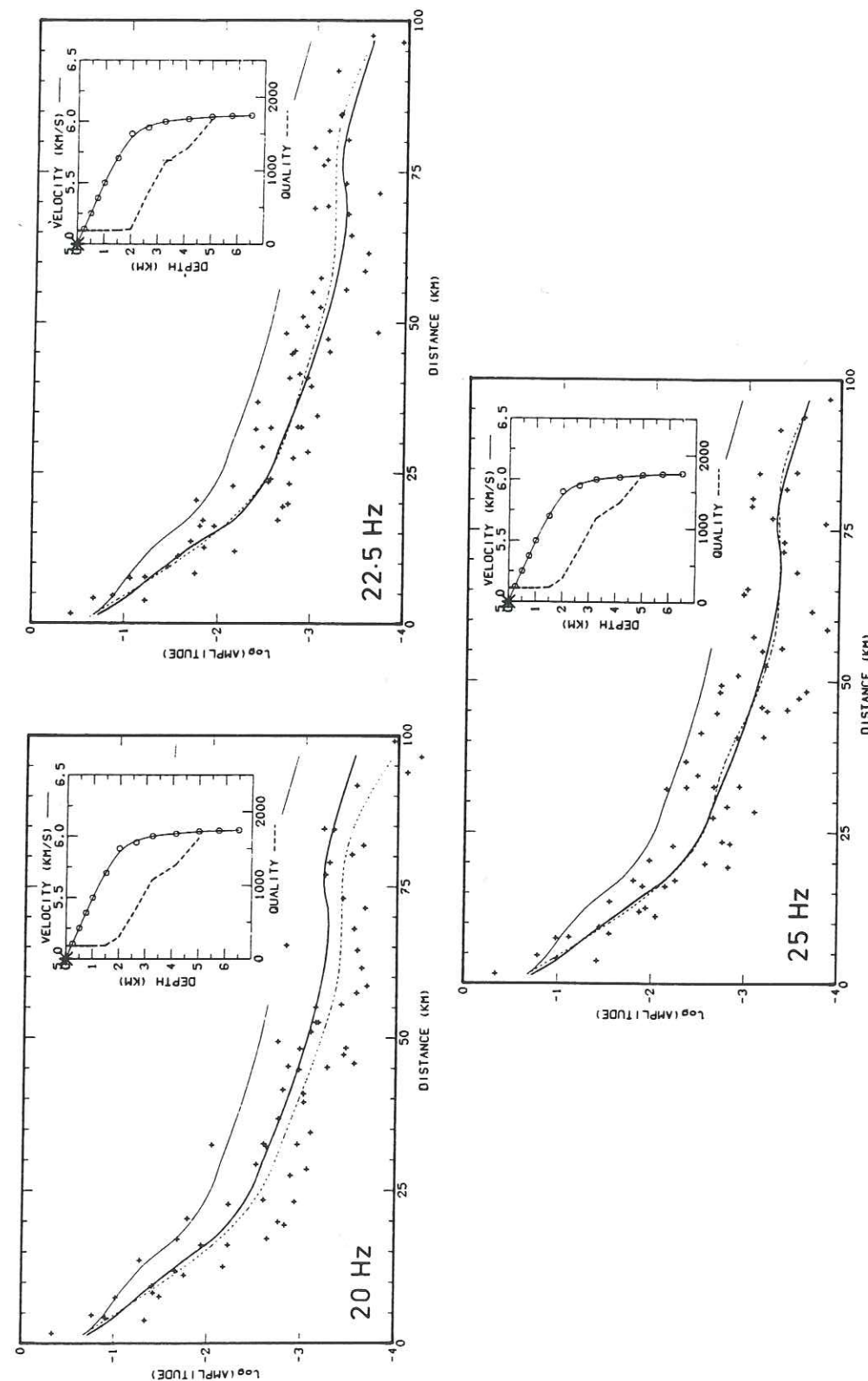


Figure 9. Smoothed  $Q$  models of the Central Alps as a function of frequency.  $Q$  models used here are slightly different from the raw models resulting from the inversion process and shown in Fig. 7: they take the frequency dependence into account. However, there is no excessive misfit between the observed amplitude curve (dashed line) and the computed amplitude curve (heavy line). The consistency of  $Q$  in the first 1.5 km is followed by a quasi-linear increase in the depth range 1.5–5 km.

Table 3. Final quality factor distribution in the Central Alps. Assuming that  $\alpha = 0.25$ ,  $Q$  values given in Table 2 are smoothed by  $Q_0 f^{0.25}$ .  $Q_0$  values in column 2 represent the quality factor tendency for a frequency of 1 Hz.

$z$ (km)	$Q_0$	Frequency (Hz)						
		10	12.5	15	17.5	20	22.5	25
0.000 to 1.000	85	148	157	164	171	176	182	186
1.500	84	149	157	164	171	177	182	187
2.000	137	244	258	270	280	290	298	306
2.625	306	545	576	603	626	648	667	685
3.250	498	886	937	981	1019	1054	1085	1114
4.125	586	1043	1103	1154	1199	1240	1277	1311
5.000	756	1344	1421	1487	1546	1598	1646	1690

Although some fits are disputable because of a high standard deviation, e.g. at 2.63 km depth, a plain dependence is evidenced where  $\alpha = 0.25 \pm 0.1$ . Adopting this value for  $\alpha$ ,  $Q$  values given in Table 2 can be smoothed and a synthetic  $Q$ /depth function can be built which takes into account  $Q$  values at all depths and at all frequencies (Table 3). Fig. 9 shows the extent of misfit introduced when amplitude curves are again calculated using this synthetic  $Q$ /depth function. The misfit is usually hardly perceptible, which shows how difficult it is to decide between a value of 1000 or 2000 at depth. What definitely appears is the constancy of  $Q$  in the first 1.5 km, followed by a quasi-linear increase in the depth range 1.5–5 km.

#### 4 Discussion

We have already emphasized how difficult it is to get accurate estimations of  $Q$ . In the present method, this lack of precision can be ascribed mainly to the horizontal trend of amplitude curves at large distances. We do not think, however, that  $Q$  values arrived at using other methods are more reliable: most of them are even rougher because they do not take the geometrical spreading properly into account. Three more factors can be set forth to explain the relative inaccuracy of the present method: (1) scarcity of amplitude observations; (2) invalidity of the smooth one-dimensional velocity model; and (3) assumption of an isotropic radiation of the source.

Amplitude measurements should be very numerous in the vicinity of the shotpoint, where the amplitude decreases rapidly with distance. The slope of the observed curve in the first few kilometres of the profile has a drastic influence on the estimation of  $Q$  in surface. For instance, it would not be surprising that high  $Q$  values found in the surface in the Central Alps are only related to the relative lack of information in the first 5 km of the profile: only four data points are usually available (Fig. 9), whereas, for the Massif Central inversion, observations are twice as numerous in the same distance range (Fig. 3). At large distances there is a further need to multiply amplitude measurements in order to free oneself from station effects which scatter the observations. However, for the data sets used in this study, this condition is sensibly met.

As for the second factor pointed out above — validity or invalidity of the smooth one-dimensional velocity model — it would, of course, be preposterous to pretend that no strong interfaces occur in the upper crust, in the French Massif Central as well as in the Central Alps. The profiles used in this study stretch over several geological units, even though the



one on the Millevaches Plateau is of a rather superior quality because of the homogeneity of the granitic basement. Even in this case, we are not secure from reflections produced by discrete layering in intrusives for instance. However, a careful examination of the signals shows a clear lack of strong interfaces which could be traced with reliability. Thus we are in a position to claim that, if large velocity changes exist, they are purely local and contribute to the dispersion of the data points in what we called 'station effects'.

When we computed amplitudes (Section 1.4), we assumed the radiation of the source to be isotropic, i.e. any elementary ray tube departing from the shotpoint contains the same elementary amount of energy. This assumption is most likely invalid if the explosion is in sediments, because refraction into the basement will modify the radiation pattern. Shots used in this study were all fired in the crystalline basement and should therefore escape this criticism. Still we are fully aware that geological conditions near the shotpoints are of the utmost importance and potential shotpoints for such  $Q$  studies should be selected consequently.

As a partial conclusion, it can be noted that  $Q$  values given in this paper should be considered significant up to only two digits at most. For instance, it would not be sound to try a comparison between two values of  $Q$  such as 1500 and 1200. However, when we state that  $Q$  in the French Massif Central is 600 at 7 km depth whereas it is 1600 in the Central Alps at a comparable depth, the difference is tangible and should reflect, in our view, a physical reality.

As was pointed out in the introduction, much ink has been spilt over the frequency dependence of the quality factor since the early 1960s, when this mechano-electrical analogy was first introduced in seismology. The controversy has been confined for a long time mainly to theoretical discussions and, although some ultrasonic experiments have been carried out in the past two decades, too few field studies are available at present.

Table 4 is a synopsis of studies of the frequency dependence of  $Q$  in the crust. All of them, except this study, used natural earthquakes as sources and most of them are relative to the quality factor for shear waves ( $Q_S$ ) or coda waves ( $Q_C$ ). If the physical significance of  $Q_S$  can be easily understood, some questions may arise about  $Q_C$ . This quantity cannot be introduced as  $Q_P$  was in equation (7), but rather looked at as a characterization of the turbidity of the lithosphere. Although Aki (1980) undoubtedly associated  $Q_C$  with  $Q_S$ , we do not feel inclined to follow this equivalence. Because we do not as yet know how strongly scattering

Table 4. Frequency dependence of the quality factor in the crust.

location	depth investigated	$Q^{(*)}$	frequency range (Hz)	$Q$ values	sources	frequency dependence	authors
California	upper crust	$Q_S$	2 - 10	75 - 100	quakes	constant $Q$	Bakun & Bufe (1975)
U.S.S.R.	lithosphere	$Q_C$	0.05 - 15	30 - 3000	quakes	$\propto f^{0.5}$	Rautian & Khalturin (1978)
Pyrenees (France)	crust	$Q_C$	3 - 24	40 - 2300	quakes	$\propto f^{1.2}$	Hinderer (1979)
Japan	lithosphere	$Q_S$	0.05 - 25	150 - 1000	quakes	$\propto f^{0.6} - f^{0.8}$	Aki (1980)
North Eastern America	lithosphere	$Q_S$	0.025 - 1	150 - 2000	quakes	$\propto f^{0.3} - f^{0.5}$	Mitchell (1980)
Western Europe	lithosphere	$Q_P$	1 - 10	100 - 1000	quakes	$\propto f^{0.8} - f^{0.9}$	Bouchon et al. (1981)
Hindu Kush	lithosphere	$Q_C$	0.4 - 48	30 - 2000	quakes	$\propto f^{0.5} - f^{1.0}$	Roecker et al. (1982)
California	upper crust	$Q_S$	3 - 25	60 - 500	quakes	$\propto f^{1.0}$	Singh et al. (1982)
Central Alps	upper crust	$Q_P$	10 - 25	180 - 1600	explosions	$\propto f^{0.25}$	this study

(\*)  $Q_P$  =  $Q$  for compressional waves ;  $Q_S$  =  $Q$  for shear waves ;  $Q_C$  =  $Q$  for coda waves —  $\sim Q_S$ , after Aki (1980)

affects any portion of any particular wave, we do not pretend that  $P$ -waves are unaffected by scattering. But we stress that  $Q$  for coda waves, because it quantifies mainly scattering effects, is of a different nature than for compressional or shear waves.

This study is thus the first to approach the frequency dependence of  $Q_P$  using explosions as seismic sources — hence the difficulty in comparing numerical results. The exponent of frequency,  $\alpha = 0.25$ , is lower than in most studies, although values found by Mitchell (1980) are somewhat similar. As opposed to the poor precision which characterizes  $Q$  values, this estimation of  $\alpha$  is reliable, because of the use of the same velocity/depth function throughout the frequency range investigated. It is particularly obvious that data presented in Fig. 8 cannot be fitted by  $f^\alpha$ -curves where  $\alpha = 0.5-1.0$ . These values have nevertheless been widely used previously in spectral studies of source parameters.

## 5 Conclusions

(1) The inversion process allows us to derive the quality factor distribution in the upper crust from deep seismic sounding data under the following assumptions:

- (i) the velocity structure is one-dimensional (no lateral variations);
- (ii) the velocity/depth function is known with accuracy;
- (iii) this function is continuous (no interface of the first order) and increases monotonously with depth (regularity of the ray field in the Červený's sense);
- (iv) amplitude measurements — hence recording stations — are very numerous, especially in the vicinity of the shotpoint, where the amplitude decreases rapidly with distance; a spacing of 500 m should be typically used between the stations.

These conditions are usually met in the case of a crystalline basement with no — or not much — sedimentary cover, provided that the area has been properly surveyed by several profiles.

(2) For the French Massif Central and for a frequency of about 20 Hz,  $Q_P$  increases in a rather linear way from 40 in surface up to 600 at 7 km depth. For the Central Alps, and for the same frequency, somewhat higher values of  $Q_P$  are found: 180 in surface, 1600 at 5 km depth. Although  $Q$  values are difficult to estimate with accuracy, especially at depth, this difference is not believed to be due to a computing artifice and should reflect a physical reality.

(3) The middle crust seems to be characterized by high  $Q$  values (1000–2000).

(4) In the frequency range 10–25 Hz, the frequency dependence of the quality factor is  $Q = Q_0 f^\alpha$ , where  $\alpha = 0.25 \pm 0.1$ . This value is much lower than in previous studies. The discrepancy could be explained by the fact that previous determinations of  $\alpha$  were tainted with scattering effects, while ours is not.

## Acknowledgments

I am indebted to V. Červený for stimulating suggestions when this work was still in progress. G. Perrier was the initiator of this study and his help is gratefully acknowledged. The French participation to the ALP 75 experiment was financed by Institut National d'Astronomie et de Géophysique under INAG grant ATP 32-46.

## References

- Aki, K., 1980. Attenuation of shear waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth planet. Int.*, **21**, 50–60.



- Alpine Explosion Seismology Group, 1976. A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975. I: First results, *Pageoph*, 114, 1109–1130.
- Bakun, W. H. & Bufe, C. G., 1975. Shear-wave attenuation along the San Andreas fault zone in Central California, *Bull. seism. Soc. Am.*, 65, 439–459.
- Berg, J. W. (Jr), Long, L. T., Sarmah, S. H. & Trembly, L. D., 1971. Crustal and mantle inhomogeneities as defined by attenuation of short-period  $P$  waves, in *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*, ed. Heacock, J. G., *Monogr. Am. geophys. Un.*, 14, 51–57.
- Bouchon, M., Massinon, B., Mechler, P. & Nicolas, M., 1981. *Attenuation of Local Phases in Western Europe*, Advanced Research Projects Agency and European Office Aerospace Research and Development, 27 pp.
- Červený, V. & Přetlová V., 1977a. Application of smoothed splines in the computation of ray amplitudes of seismic body waves, *Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci.*, 115, 187–197.
- Červený, V. & Přetlová, V., 1977b. Computation of ray amplitudes of seismic body waves in vertically inhomogeneous media, *Studia geophys. geod.*, 21, 249–255.
- Chapman, C. H., 1971. On the computation of seismic ray travel times and amplitudes, *Bull. seism. Soc. Am.*, 61, 1267–1274.
- Clowes, R. M. & Kanasevich, E. R., 1970. Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the crust, *J. geophys. Res.*, 75, 6693–6705.
- Hinderer, J., 1979. Etude du facteur de qualité  $Q$  de la région Arette-Larrau (Pyrénées Atlantiques) à partir de la coda des séismes locaux, *Dipl. Eng. Geoph.*, University of Strasbourg, 70 pp.
- Johnston, D. H., Toksöz, M. N. & Timur, A., 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms, *Geophysics*, 44, 691–711.
- Knopoff, L., 1964.  $Q$ , *Rev. Geophys. Space Phys.*, 2, 625–660.
- Miller, H., Gebrande, H. & Schmedes, E., 1977. Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktions-seismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen-Längsprofils, *Geol. Rdsch.*, 66, 289–308.
- Mitchell, B. J., 1980. Frequency dependence of shear wave internal friction in the continental crust of Eastern North America, *J. geophys. Res.*, 85, 5212–5218.
- Ottinger, T., 1976. Der Aufbau der Erdkruste unter dem schweizerischen Teil des Refraktionsseismischen Alpen-Längsprofils von 1975, *Dipl. Eng.*, Federal Institute of Technology, Zurich, 170 pp.
- Perrier, G. & Ruegg, J. C., 1973. La structure profonde du Massif Central français, *Ann. Géophys.*, 29, 435–502.
- Press, F., 1964. Seismic wave attenuation in the crust, *J. geophys. Res.*, 69, 4417–4418.
- Rautian, T. G. & Khalturin, V. I., 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. seism. Soc. Am.*, 68, 923–948.
- Reinsch, C., 1967. Smoothing by spline functions, *Num. Math.*, 10, 177–183.
- Roecker, S. W., Tucker, B., King, J. & Hatzfeld, D., 1982. Estimates of  $Q$  in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.*, 72, 129–150.
- Singh, K., Fried, J., Apsel, R. & Brune, J., 1982. Spectral attenuation of  $SH$ -wave along the Imperial Fault and a preliminary model of  $Q$  in the region, *Bull. seism. Soc. Am.*, in press.
- Spath, H., 1969. Exponential spline interpolation, *Computing*, 4, 225–253.
- Thouvenot, F., 1981. Modélisation bi-dimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes Occidentales, *thesis*, University of Grenoble, 211 pp.
- Utreras, F., 1979. Utilisation de la méthode de validation croisée pour le lissage par fonctions splines à une ou deux variables, *thesis*, University of Grenoble, 192 pp.
- Winkler, K., Nur, A. & Gladwin, M., 1979. Friction and seismic attenuation in rocks, *Nature*, 277, 528–531.

## CHAPITRE 2

## ALLOCHTONIE ET ÉCAILLAGE

## 1. ALLOCHTONIE DU MASSIF SUBALPIN DE LA CHARTREUSE

[THOUVENOT, F. & MÉNARD, G 1990. Allochthony of the Chartreuse Subalpine massif: explosion-seismology constraints, *J. struct. Geol.* 12, 113–121.]



## Allochthony of the Chartreuse Subalpine massif: explosion-seismology constraints

F. THOUVENOT and G. MÉNARD

L.G.I.T., Observatoire de Grenoble, I.R.I.G.M., B.P. 53X, 38041 Grenoble, France

(Received 28 July 1988; accepted in revised form 6 June 1989)

**Abstract**—The deep structure of the Chartreuse Subalpine massif has been investigated with explosion-seismology techniques involving several longitudinal and fan profiles. The main results obtained suggest evidence of a refraction level at shallow depth (2 km) and three deep-seated reflectors (4.5, 8 and 10 km). The shallow level could be the Urgonian limestone slab; the three deep reflectors could be associated with autochthonous and parautochthonous pre-Triassic basements. The discussion of these results mainly concerns the tectonic significance of the shallow, unambiguous refractor: detailed balanced cross-sections of the massif request the presence of a new major overthrust in the sedimentary filling of the Subalpine chains. With an extent of at least 15 km, it opens up wide possibilities for oil traps in the Tertiary molasse underneath.

## INTRODUCTION

Most geologists are well aware of the extensive use of vertical-reflection seismics to detail the structure of sediments and to map the crystalline basement. The success of the method is to shade off the contribution of explosion seismology, where shots are observed by autonomous stations at distances of a few tens of km. Such seismological data on the deep structure of sediments are uncommon, more so in zones of complex tectonics. Those zones expose surface outcrops where the tectonic evolution is often not clear-cut, which may lead to different interpretations. Being key zones for structural geologists, they were obvious sites for making balanced cross-sections, even if the information which could be integrated was mainly superficial.

The Alpine foreland (Fig. 1), richly described by surface observations, can be considered such a key zone, but with very poor structural constraints at depth. This paper shows kinds of data which can be derived by explosion seismology in such a complex zone, where other information is absent. In the vicinity of the external crystalline massifs (ECMs), the position of the pre-Triassic basement is far from clear, data being scarce and their interpretation ambiguous. Available isobath maps, for instance the ones compiled by Ryback *et al.* (1978) for the Swiss part and by Ménard (1980) for the French part, postulate the overthrust of the Belledonne, Aiguilles Rouges and Aar ECMs towards the NW. The thrust plane, dipping towards the inner Alpine arc, implies the existence of a great peri-Alpine trough, a subsiding zone produced by the bending of the European plate (Karner & Watts 1983, Mugnier & Ménard 1986, Mugnier & Vialon 1986).

This hypothetical overthrust was taken into account when interpreting the ALP75 explosion-seismology experiment, where about 200 stations were deployed along an 850-km-long profile following the axis of the Alps

(Alpine Explosion Seismology Group 1976). The western segment of this lithospheric profile extended from the Bauges Subalpine massif to the Aiguilles Rouges ECM. Its record section displayed very clear high-energy late arrivals; this phase was even the most prominent one in the 30–40 km range (Thouvenot & Perrier 1981). These energetic onsets were interpreted as reflections from the basement, indicating a very thick sedimentary trough bottoming at 10 km under the Lake of Annecy depression. Structural cross-sections of the Helvetic and Dauphinois zones now take this postulated trough into account, even if there is a clear lack of data about its exact shape.

The ECORS-CROP vertical-reflection seismic line across the Jura and the Alps should soon provide new data concerning the deep structure of the northern Subalpine chains in the Bornes area. To complement this action, farther south, we chose the Chartreuse massif as a test site for our explosion-seismology experiment. Specifically aimed at revealing the deep structure, this experiment is part of a broad research programme including the study of the deep structure of the Vercors massif (Arpin *et al.* 1988) and the Provence chains (Biberon 1988); any additional seismic information for the Subalpine chains is believed to be another geometric constraint when testing new, comprehensive, orogenic models.

## THE EXPERIMENT

The use of Chartreuse as a test site was dictated by its situation near the central part of Belledonne. If we assume that the Alpine foreland tectonics developed as a result of the ECM crustal overthrust towards the NW (Ménard 1979), we can expect the basement as well as intrasedimentary discontinuities to dip towards the SE or NW, with a uniform NE strike. Moreover Chartreuse

113

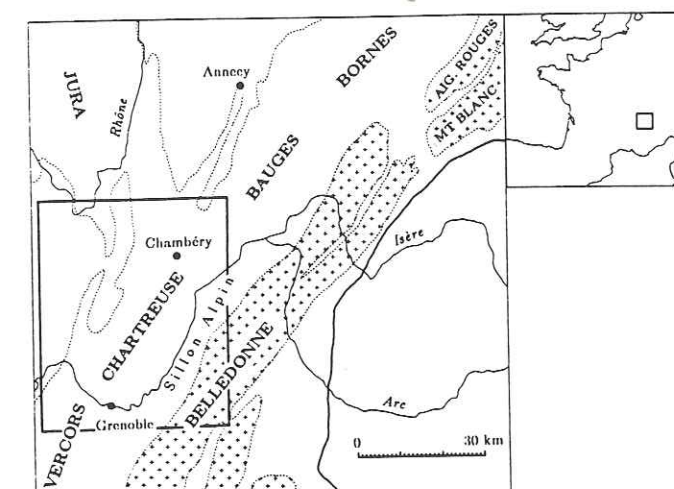


Fig. 1. General simplified map of the north-western Alpine domain. Heavy line marks the Penninic Frontal Thrust. Inset shows position in France. Box shows position of detailed map (Fig. 2). Crosses mark crystalline massifs.

is easy to reach, at least along its eastern flank—*Balcon de Chartreuse*—and along its central syncline. Finally, we derived benefit from the relative narrowness of the *Sillon Alpin* between northern Chartreuse and Belledonne: the Isère valley, with its thick Quaternary sedimentation, is seismically very noisy and it proved sensible to reduce, as far as possible, the number of seismic stations on the alluvia.

The field layout (Fig. 2) consisted of two longitudinal and two fan profiles with a unique shot-point located at

La Thuile in the south of the Bauges massif, on the other side of the Chambéry cross-valley. Boreholes for the 300 kg shot were drilled into marly-calcareous formations. The two 30-km-long profiles LE and LW run through a variety of series from the Bathonian to the Senonian. Fan profile  $F_2$  reaches the *Rameau Externe* of Belledonne on the eastern bank of Isère. The Liassic and Jurassic cover of Belledonne was sampled meanwhile between the river and the crystalline outcrop. Except for one station installed on micaschists, the same kind of marly-calcareous sediment was found at every recording-point.

We used 30 stations of the deep-seismic-sounding type: 2 Hz three-component geophones, window-triggered FM magnetic recording, off-line digitization and processing. The failure rate—disability of the automatic equipments to record the shot correctly—reached as high as 20%. This resulted in gaps in the profiles where, unfortunately, the lack of data is severely felt. The mean altitude of the stations (855 m) is used as the datum plane to which the computed depths are referred.

## SEISMIC RESULTS

## In-line profiling

The two longitudinal record-sections are presented in Figs. 3 and 4 with the shot-point being set on the right-hand side of the section. In-line profiles are thus looked at from the SE. A reduction velocity of  $6 \text{ km s}^{-1}$  is used for the display.

Because the shot-point and the nearest station were situated on a plateau overlooking the Chambéry cross-valley, topographic effects prevented the direct wave  $d$ , which propagates through Neocomian marly-calcareous formations, from being observed farther on. Its mean velocity of  $4.5 \text{ km s}^{-1}$  was consequently ill-constrained.

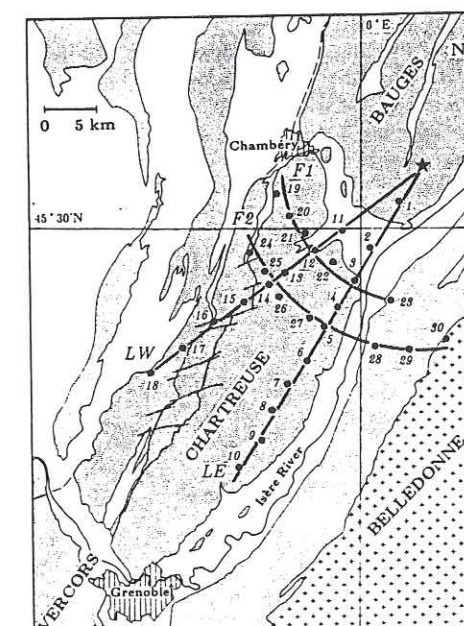


Fig. 2. Situation map of the explosion-seismology experiment, with the shot-point in the Bauges massif (star) and the recording stations (full circles) arranged along two in-line profiles (LE and LW) and two fan profiles ( $F_1$  and  $F_2$ ). Shaded: Mesozoic terrains.



## Deep structure of Chartreuse from explosion seismology

115

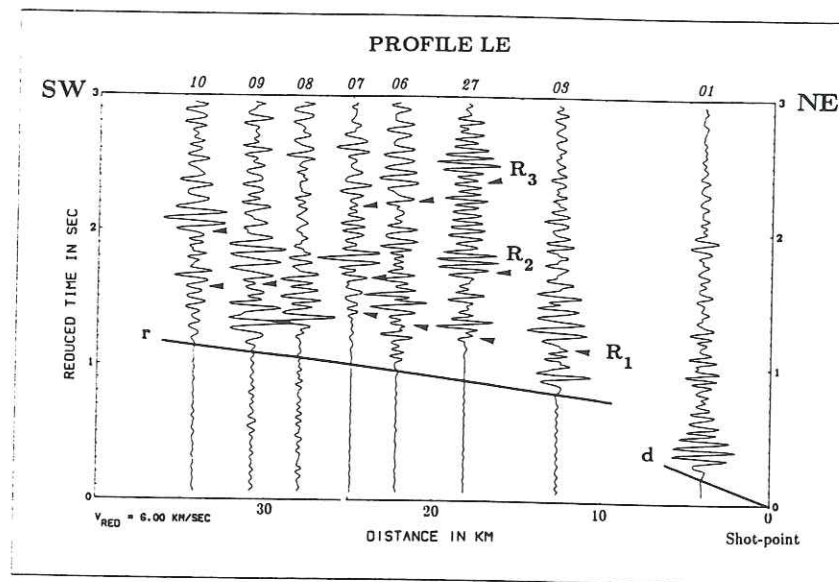


Fig. 3. Record-section along in-line profile LE with a reduction velocity of  $6 \text{ km s}^{-1}$ . The wave pattern consists of five groups: the direct wave *d*; a wave *r* refracted from a shallow level (2 km); and three waves reflected from different levels within the sediments or the upper crust (4.5, 8.5 and 11 km).

A refracted wave *r* can be followed in first arrival on both profiles from  $\approx 12 \text{ km}$  onwards; this head wave has a velocity of  $\approx 5.3 \text{ km s}^{-1}$ . Such high velocities were previously measured for the Mesozoic sediments in the Bauges and Aravis Subalpine massifs, where Thouvenot & Perrier (1981) found a mean value of  $5.4 \text{ km s}^{-1}$ . Vercors Urganian limestone slabs, when sounded with a seismic-hammer method, also yielded very high velocities, up to  $5.7 \text{ km s}^{-1}$  (Thouvenot 1981). This refractor is interpreted as a compact and homogeneous limestone horizon at a mean depth of 2 km referred to the datum plane.

In Figs. 3 and 4, the first arrivals corresponding to the *r* refractor are often very faint, as frequently happens with a head wave. For instance, station 07 in Fig. 3 shows such a poor onset, even if a careful close-up removes the ambiguity. In such profiles, the correlation of late arrivals is even more confusing. The reason is three-fold: (i) only eight stations could be deployed along each line, which is obviously inadequate; (ii) we were interested here in relatively shallow discontinuities, whereas the mean frequency of the signals ( $\approx 20 \text{ Hz}$ ) provided a resolution of 250 m (this meant that we were unable to separate the seismic effects of two close-set disconti-

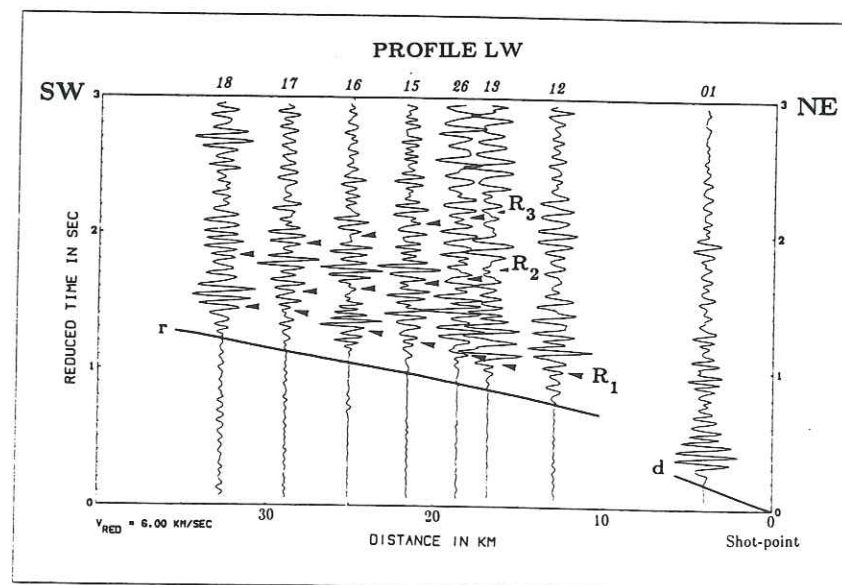


Fig. 4. Record-section along in-line profile LW with a wave pattern similar to profile LE.

116

F. THOUVENOT and G. MÉNARD

nities); (iii) finally, we were aware that the heterogeneity of the Alpine foreland did not bode well for observing clear correlations of late arrivals.

Even if energetic wave trains are obvious on the record-sections, there are of course many different ways to correlate them, especially when a phase can only be followed sporadically, due to the poor coverage of the observation array. However, our correlations are constrained by the fact that reflected wave travel-time curves *cannot* have any position in the record-section (Sheriff & Geldart 1982). (This is quite different from what happens with vertical-reflection seismics where a stacked section shows many different reflectors with different dips at different places.) Moreover, as the seismic stations were equipped with three-component geophones, vertical-displacement record-sections were complemented here with horizontal-displacement record-sections. Fan profiles (see next section) were helpful too, because one had to correlate on the longitudinal record-sections phases which had to be apparent on the fan record-sections, and vice versa. Altogether, this correlation step can be considered a jig-saw puzzle where different pieces could only be assembled in a given way and where a propagation of the constraints—in the sense of artificial intelligence (Winston 1981)—had to be taken into account.

Using the assumption that a reflection will produce either an energetic wave train or at least an alteration of the preceding wave train, three reflected waves have been correlated on both profiles. Reflection *R*<sub>1</sub> comes first. Observed in the 10–30 km range, it provides very consistent values for depth (4.5 km) and surface-to-reflector velocity ( $\approx 4.8 \text{ km s}^{-1}$ ). Reflection *R*<sub>2</sub> is ob-

served at distances greater than 15 km. The surface-to-reflector mean velocity is slightly different— $5.2 \text{ km s}^{-1}$  for LE,  $5.1 \text{ km s}^{-1}$  for LW—which provides two different depths: 8.5 and 7.5 km, respectively. Although these results show a dip of the reflector to the SE, as could be expected from the tectonics, the poor constraint we have on velocities does not allow a decisive answer. Finally, reflection *R*<sub>3</sub> slightly increases the mean velocity value:  $5.25 \text{ km s}^{-1}$  for LE and  $5.2 \text{ km s}^{-1}$  for LW. Again, this makes the reflector slightly deeper under the eastern profile (11 km) than under the western profile (10 km).

## Fan-shooting

Two fan profiles recorded the shot at constant distances of 12 km for *F*<sub>1</sub> and 18 km for *F*<sub>2</sub>. These values were chosen to benefit from the theoretical maximum of amplitude reached by critical reflections (Sheriff & Geldart 1982), from interfaces in the 4–8 km depth range. In the Alps, this kind of fan-shooting has already proved successful for deep reflectors (ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group 1989a,b). In the present case, both fans are beyond the cross-over distance for the 2 km deep refractor, so that the first arrival corresponds to a wave refracted from this level.

A common feature of the fan-shooting results (Figs. 5–7) is the azimuthal scale: as seen from the shot-point, each station is in a given azimuth and the seismic trace is consequently plotted on the record-section. Actually, this azimuthal scale is reversed, because we found it more convenient to have a view from the SW. This means that the record-sections are along NW–SE transverse lines and, as we also reversed the time scale, they

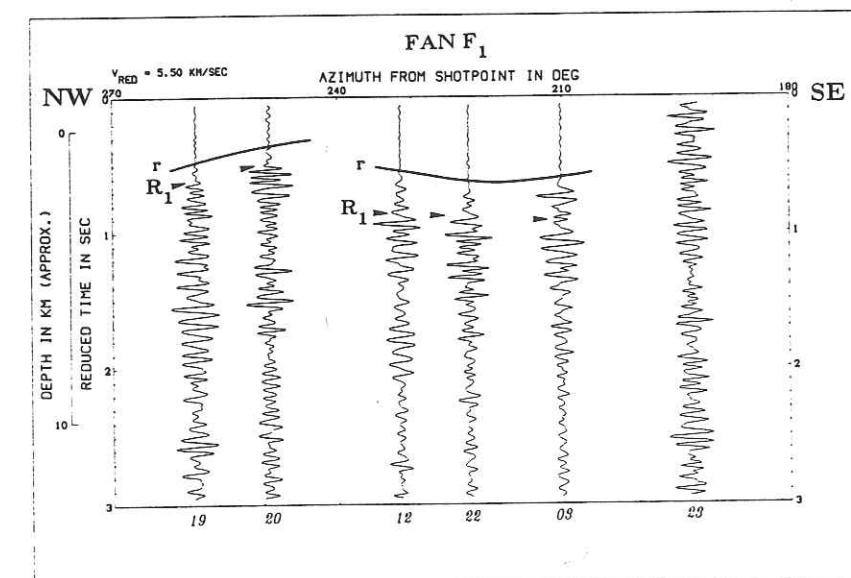


Fig. 5. Record-section along fan *F*<sub>1</sub> mean offset 12 km, with a reduction velocity of  $5.5 \text{ km s}^{-1}$ . Azimuths are plotted horizontally and the time scale is reversed, which provides a NW–SE cross-section. The refracted wave and reflection *R*<sub>1</sub> both exhibit strong variations corresponding to level differences reaching 2 km. Reflection *R*<sub>2</sub> can be estimated at about 1.5 s in reduced time: the *R*<sub>3</sub> reflector is too deep to allow any observation along this close-offset fan.



## Deep structure of Chartreuse from explosion seismology

117

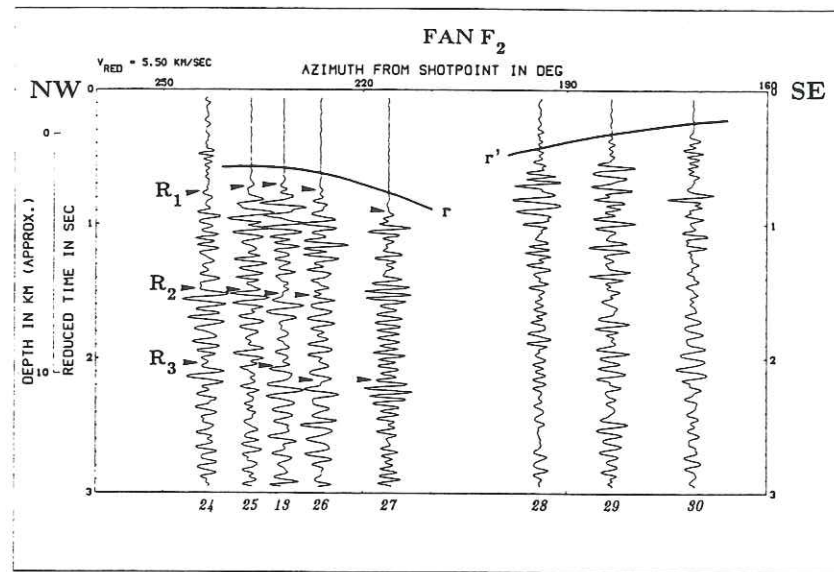


Fig. 6. Record-section along fan  $F_2$  mean offset 18 km, with a reduction velocity of  $5.5 \text{ km s}^{-1}$ . Observations are similar to fan  $F_1$ , with now a faint reflection  $R_3$ . The time shift of seismic traces in the eastern part of the section is a consequence of the shallow position of the crystalline basement ahead of Belledonne ( $\approx 1.5 \text{ km}$ ).

can be looked at as cross-sections of northern Chartreuse. Figures 5 and 6 show these cross-sections for fans  $F_1$  and  $F_2$ , respectively. Here a reduction velocity of  $5.5 \text{ km s}^{-1}$  is used to prevent unavoidable deviations from the theoretically constant shot-point-to-station distance (subsequently called *offset*) spoiling the reflector alignments. This value of  $5.5 \text{ km s}^{-1}$  is actually the mean apparent velocity value for the reflections we are interested in. Figure 7 shows the same data for fan  $F_2$  plotted in the depth domain instead of the time domain, which provides a more readily usable cross-section. The mean

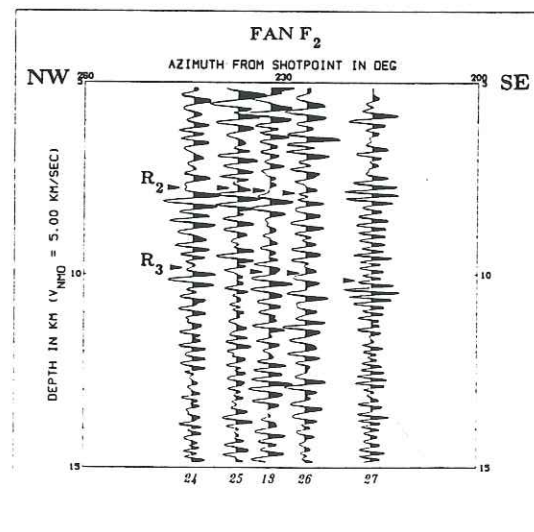


Fig. 7. Record-section along fan  $F_2$  converted to the depth domain, with a normal move-out velocity of  $5.0 \text{ km s}^{-1}$ .

velocity above the reflectors (normal move-out velocity) is  $5.0 \text{ km s}^{-1}$ . However this, of course, would make the depth scale slightly inaccurate at very shallow depth—which explains why Fig. 7 is restricted to the 5–15 km depth range only.

Fan  $F_1$  (Fig. 5) shows time variations in the first onset (refracted wave). Station 20 is, for instance, 0.3 s earlier than station 22. Shifting to the depth domain, this implies the refractor to be very shallow in the western part and deeper in the eastern part (depth computations are given later). Because the structures were sampled too loosely, it is difficult to decide whether this refraction level is continuous with a top around station 20 or if there is a fault between station 20 and station 12. The geometric and tectonic implications of such a feature are particularly important. A similar time-offset is also observed for reflection  $R_1$ . The reflection level rises gently to the west in the central part of the section, at depths ranging from 5.4 to 5.0 km; then, it is shifted upwards on the westernmost traces to reach a top depth of 3 km. It can be seen from the in-line displays (Figs. 3 and 4) that reflection  $R_2$ , because of its depth of 7 km, cannot be traced reliably for small offsets (the smaller the incidence angle on the reflector, the more difficult the reflection will be to detect). Fan  $F_1$ , with its offset of 12 km, is hence *a priori* not adapted to observe this reflection, let alone reflection  $R_3$  which is even deeper. However, the westernmost traces of fan  $F_1$  (Fig. 5) show that, even if we are unable to clearly discern reflector  $R_2$ , an obvious energy arrival can be observed in the corresponding depth range ( $\approx 7 \text{ km}$ ).

Fan  $F_2$  (Fig. 6) shows another clear variation in arrival times for the refraction onset and for reflection  $R_1$ . The top position is shifted to the east, between stations 25

118

F. THOUVENOT and G. MÉNARD

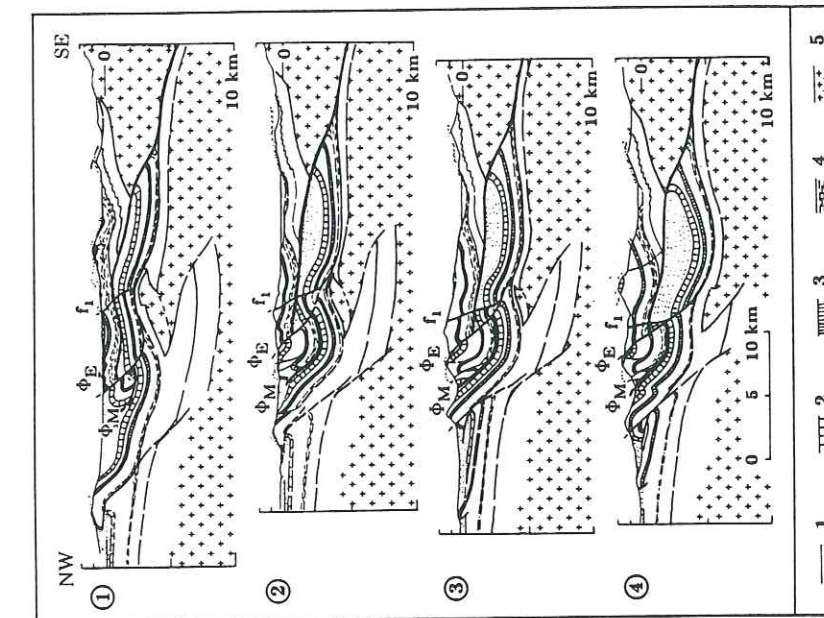


Fig. 9. Deep structure of northern Chartreuse along the four cross-sections of Fig. 8, integrating the deep seismic sounding results.  $\phi_M$ ,  $\phi_E$  and  $f_1$  = overthrusts and strike-slip fault (see map, Fig. 10; and see Fig. 8 caption for a full description of the geological units). Note: (i) the large extent of the median overthrust  $\phi_M$ , connected to the overthrust of the Belledonne crystalline unit (upper right part of the section); (ii) the complex geometry of the sedimentary series under  $\phi_M$ ; (iii) the maximum depth of 8 km reached by the pre-Triassic basement in the central part of the section, with a 2 km thick Palaeozoic cover (reflections  $R_2$  and  $R_3$ ); (iv) the seismic results do not support a strong dip of the Subalpine basement units; towards the NW, the sediment thickness would then decrease stepwise rather than continuously, involving one—or several?—basement fault(s).

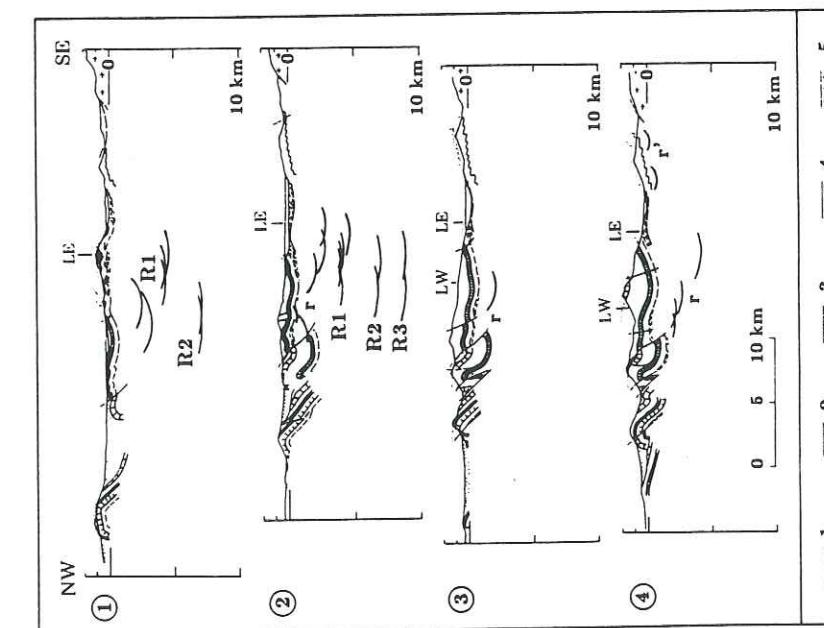


Fig. 8. Four NW-SE cross-sections of northern Chartreuse (see map, Fig. 10), with the surface geology and the position of the refraction and reflection levels:  $r, r'$  = refractions;  $R_1, R_2$  and  $R_3$  = deep reflections; LE and LW = intersection of the cross-section with in-line profiles LE and LW. (For each shot-point–station couple, the reflection point was plotted at mid-distance on a map, then projected onto the closest cross-section; the same projection technique was applied to refracted waves.) 1 = Tertiary molasse; 2 = Urgonian limestone; 3 = Tithonian limestone; 4 = pre-Triassic basement. (The surface geology for the Chartreuse part of the three lower sections is largely inspired by Gidon 1985.)



and 13. The refraction level is deeper than before, while the  $R_1$  reflection level—different from the latter—is between 5.0 and 5.6 km. Reflection  $R_2$  can be seen in Fig. 7 gently dipping to the SE at a depth of about 8 km. This is, beyond a doubt, one of the major phases on the record-section and will thus contribute to the identification of reflector  $R_2$  with the pre-Triassic basement. Still deeper, reflector  $R_3$  is sited at a depth of 10 km.

A final remark concerns the easternmost traces of fan  $F_2$  (Fig. 6), where no reliable correlation can be traced for reflected waves. The corresponding stations, on the eastern bank of Isère river, are located on the Liassic and Jurassic cover of Belledonne and on the Belledonne crystalline outcrop itself. The shallow position of the crystalline basement ahead of Belledonne induces a cross-dip effect which is difficult to quantify but which is clearly seen on the section, with a refracted wave making arrival times up to 0.5 s earlier. Thus, a basement at very shallow depth ( $\approx 1.5$  km) can be expected south of the junction between the Isère valley and the Chambéry cross-valley.

### INTERPRETATION

Against a local geologic background, the detected seismic discontinuities can be identified as follows (Figs. 8 and 9): the refraction level is the parautochthonous Urgonian limestone; reflectors  $R_1$ – $R_3$  are all related to the pre-Triassic basement, i.e. Palaeozoic cover and/or upper crust. Reflector  $R_1$  is the parautochthonous basement which overthrusts reflector  $R_2$ —the autochthonous basement—while reflector  $R_3$  is the autochthonous upper crust itself, underlying a 2 km thick Palaeozoic cover.

Of course it could be thought that the refraction level is the pre-Triassic basement itself, the velocity value of  $5.3 \text{ km s}^{-1}$  found for the refracted wave being lowered as a result of weathering and a possible cross-dip. Two results can, however, be used to argue against this hypothesis: first, mean velocities computed for the deep reflections keep to the classical values of the sedimentary filling in the region; second, the shallow depth of the refractor under the westernmost stations of fan  $F_1$  would then imply that the basement itself underlies the Oxfordian *Terres Noires*. This does not seem very likely for tectonic reasons, so we do not support it, although we do not have any definite disproof.

Our interpretation infers that northern Chartreuse and southern Bauges terrains are part of a very extensive overthrust at depth with a décollement level in the *Terres Noires*. The top of the parautochthonous series underneath is the Urgonian slab, possibly overlain with Tertiary molasse, while the footwall is the pre-Triassic basement.

#### Where does this overthrust outcrop?

A two-fold possibility (Figs. 9 and 10) is offered through the well-documented eastern Chartreuse thrust

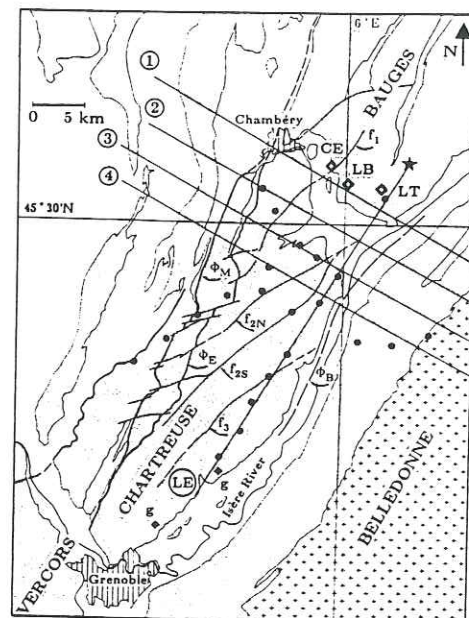


Fig. 10. Surface faulting and overthrusts in Chartreuse. Shaded: Mesozoic terrains. Strike-slip faults ( $f_1$ ,  $f_{2N}$ ,  $f_{2S}$ ,  $f_3$ ); main thrusts ( $\Phi_E$  = eastern thrust,  $\Phi_M$  = median thrust,  $\Phi_B$  = leading edge at depth of the Belledonne thrust); thermomineral springs (CE = Challes-les-Eaux, LB = La Boisserette, LT = La Thuile) shown as open diamonds; natural gas emergence (southern Chartreuse) shown as a full diamond. LE = in-line profile, re-interpreted in Fig. 11. Full circles mark recording stations of the explosion-seismology experiment.

( $\Phi_E$ ) and median Chartreuse thrust ( $\Phi_M$ ). Available surface geology data farther south in the Guiers Mort valley show how the Urgonian syncline terminates under  $\Phi_E$ . Referring to this Urgonian level, the eastern thrust overlap would only be 2 km. Connecting the proposed thrust to  $\Phi_M$  would therefore be the only possible way to account for the large displacement expected for the overthrust.

The main structural consequence is a considerable modification of the shortening value in the cover of the Subalpine chains. Siddans (1983) and Gidon (1985) estimated a 10 km shortening from surface geology data. In our interpretation the minimum shortening value would be 23–26 km (Fig. 8) with about 17.5 km being absorbed by the main thrust. This value is consistent with the amount of shortening necessary to explain the crustal thickening beneath the ECMs (Ménard & Thouvenot 1984, 1987, Mugnier *et al.* 1987). Finally, it should be stressed that Doudoux *et al.* (1982) had already introduced such a nappe into their sections of the Bauges and Bornes massifs farther north.

#### Geometry of the parautochthonous series

To compute approximate depths of the refractor—parautochthonous Urgonian—under the stations, two parameters have to be adjusted: the refractor depth under the shot-point and the true seismic velocity of the refractor. When scanning a substantial set of depth-

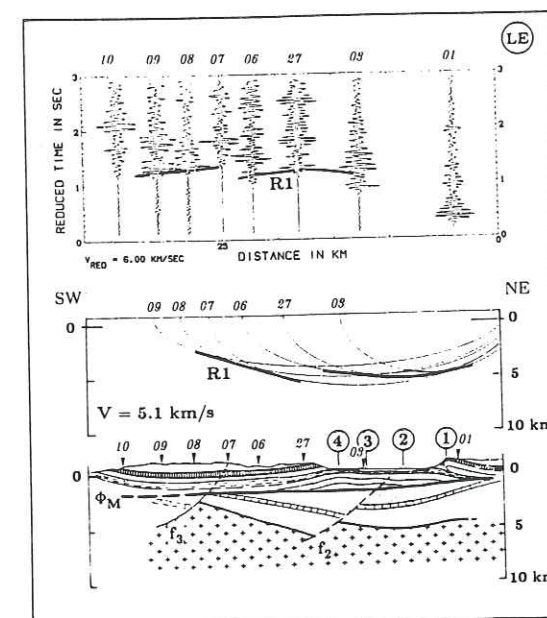


Fig. 11. Re-interpretation of in-line profile LE. Upper part: reduced-time ( $6 \text{ km s}^{-1}$ ) record-section, with the new identification of the reflection  $R_1$ . Central part: for each shot-point–station couple, the measured reflection time allows us to draw an ellipse with the shot-point and the station as foci, which is the locus of all possible reflection points; this allows to take dip variations into account. The mean velocity above the refractor was fixed at  $5.1 \text{ km s}^{-1}$ . Lower part: geological interpretation, with two basement units separated by a fault.  $\Phi_M$ ,  $f_2$  and  $f_3$  = overthrust and strike-slip faults (see map, Fig. 10); circled figures refer to the cross-sections in Figs. 8 and 9; see Fig. 8 caption for a full description of the geological units.

velocity couples and stating the further tectonic condition that the refractor depth cannot be less than 1 km, one is led to choose a model with a refractor 1.8 km deep under the shot-point and a true velocity of  $5.4 \text{ km s}^{-1}$ . The apparent value of  $\approx 5.3 \text{ km s}^{-1}$  measured on the in-line profiles would, therefore, be the result of a slight dip of the refractor towards the SW. The minimum depth of 1 km is a limit beyond which there would be no place left for the *Terres Noires* series—see balanced cross-section 2 in Figs. 8 and 9.

With these values, and keeping in mind this deliberate choice based on local tectonics, the following depths can be computed for the refraction level: on fan  $F_1$ , it tops under station 20 at 1 km, while it bottoms at 3.4 km under station 03; on fan  $F_2$ , it is slightly deeper, between 2.4 (station 25) and 4.1 km (station 27).

On fan  $F_1$  between station 20 and station 12, the wave refracted from the Urgonian level, as well as the basement reflections, are affected by an important offset (Fig. 5). This shows that the series are faulted with a complicated geometry. A straightforward explanation would be a normal-fault scar from Liassic and/or Oligocene extension, with a downwards motion of the south-eastern block. The fault, identified on the surface as  $f_1$  (Fig. 10), has a strike of about  $N 40^\circ$ ; it could have been re-activated as a strike-slip fault to accommodate the

overthrusts. Similar faulting can be recognized all over Chartreuse, e.g.  $f_{2N}$ ,  $f_{2S}$  and  $f_3$  in Fig. 10, the traces of which can be seen on the in-line profile LE—this line intersects the surface faults while LW does not. A revision of our previous line-drawing for reflection  $R_1$  shows that data are indeed consistent with a large basement fault connected to  $f_2$  (Fig. 11).

#### Oil implications

The Jurassic series of the Dauphinois zone have long been recognized as potential parent rocks for hydrocarbons, especially the Liassic schists and the Oxfordian *Terres Noires*. However, although well-known natural gas emergences can be found in eastern Vercors and Chartreuse, the previous structural models took no account of deep-seated traps.

The existence of a surface overthrust in Chartreuse, which might extend to the Bauges massif, opens up a wide field of possibilities for discovering oil traps in the lower unit, with the footwall of these series being the *Terres Noires* impermeable barrier. The only process likely to have affected the Urgonian level by vertical faulting is Oligocene extension, well-documented in the Bas-Dauphiné—the area between Grenoble and Lyons—where Oligocene semi-grabens overlain with Miocene molasse are common. The same structures are likely to be found here in the lower tectonic unit, under the surface overthrust.

Strong support for this theoretical speculation is brought about by geochemical analyses of thermomineral spring waters in the southern Bauges massif: Challes-les-Eaux, La Boisserette and La Thuile (Fig. 10). Dazy & Grillot (1981) demonstrated the peculiarity of these waters which are enriched with sodium, halides ( $F^-$ ,  $Br^-$ ,  $I^-$ ,  $Cl^-$ ) and especially sulphur. An isotopic study also shows that sulphates and sulphides are enriched with heavy sulphur isotopes. The high rate found for sulphates is similar to that commonly observed in oil waters or in salt dome cap rocks. Dazy and Grillot (1981) explained this water mineralization in terms of solution processes in the Triassic terrains. It might equally well proceed from the Oligocene series under the surface overthrust.

### CONCLUSIONS

The new seismic data presented here do not have the prestige of the stacked sections produced by vertical-reflection seismics—hence the geometrical constraints we derive should not be overemphasized. The way we proceeded here, trying to reconcile the observation of each seismogram with a general idea of the local tectonics, can be considered as a kind of inversion of seismic data in which the *a priori* starting model dominates the structure finally proposed. To dominate does not mean to try to fit the data to the model; and our results—most of them unexpected—answer for the probity of the approach. In complex tectonic settings, this kind of



seismic data is just another jig-saw piece which has to fit with mapping, tectonics, geochronology and geochemistry to reveal a total picture.

In the central part of the experiment field, we found, as expected, a deep horizon at 8 km which is identified as the pre-Triassic autochthonous basement. Another reflector at 10 km could be due to a 2 km thick Palaeozoic cover. An unexpected result is the evidence of an intermediate parautochthonous basement unit ( $\approx 4.5$  km deep) which underlies the Belledonne crystalline unit. This last unit extends itself at a relatively shallow depth (1.5 km) under the Isère valley. The experiment failed to demonstrate any dip of the deep and intermediate basement units towards the SE, as was previously postulated. One solution is that the autochthonous basement was probably affected by faulting, thus accounting for the well-documented decrease of the sedimentary thickness towards the NW.

While the existence of basement reflections can still be debated because of the data quality, the shallow refraction level discovered under northern Chartreuse is perfectly clear. Most of the preceding discussion and the cross-sections in Fig. 9 are based on it being associated with the Urgonian limestone slab. The identification of this slab is decisive in the importance we give to the overthrust  $\Phi_M$ . This would be a major thrust and imply a total cover shortening of 25 km which is much larger than the 10 km previously thought. With the possibility of finding Tertiary molasse pinched under this overthrust, oil traps could occur there, as perhaps signalled by local thermomineral spring water and gas emergences.

**Acknowledgements**—The seismic experiment was funded by the programme Géologie Profonde de la France (GPF2). We are indebted to A. Hirn (Institut de Physique du Globe, Paris) for providing the recording equipments and field work facilities. J.-L. Veinante (I.P.G.P.) helped to process the data. Local authorities at the shot-point in La Thuile and Chambéry as well as field-crew and headquarter members are gratefully acknowledged. Comments made by an anonymous reviewer were particularly welcome and helped to clarify the text.

## REFERENCES

- Alpine Explosion Seismology Group 1976. A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975. I: First results. *Pure & Appl. Geophys.* 114, 1109–1130.
- Arpin, R., Gratier, J.-P. & Thouvenot, F. 1988. Chevauchements en Vercors-Chartreuse déduits de l'équilibrage des données géologiques et géophysiques. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 307, 1779–1781.
- Biberon, B. 1988. Mécanismes et évolution des chevauchements à vergences opposées. Unpublished thèse, Université de Grenoble.
- Dazy, J. & Grillot, J.-C. 1981. Le thermominéralisme péri-alpin: exemple de la région savoyarde (France). *Revue. Géogr. phys. Géol. dyn.* 23, 319–328.
- Doudoux, B., Mercier de Lepinay, B. & Tardy, M. 1982. Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes Occidentales): nappes de charriages oligocènes et déformations superposées. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 295, 63–68.
- ECORS-CROPS Deep Seismic Sounding Group 1989a. A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature, Lond.* 337, 249–251.
- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group 1989b. Mapping the Moho of the western Alps by wide-angle reflection seismics. *Tectonophysics* 162, 193–202.
- Gidon, M. 1985. Aperçu sur la construction et la disposition des ensembles rocheux du massif de la Chartreuse et de ses chaînons satellites occidentaux. In: *Chartreuse Souveraine* (edited by Lismond, B. & Drouin, P.). Sect. Spéléologie, Isère, Grenoble, 11–22.
- Karner, G. D. & Watts, A. B. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. geophys. Res.* 88, 10,449–10,477.
- Ménard, G. 1979. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France; essai d'utilisation de données géophysiques. Unpublished thèse 3ème cycle, Université de Grenoble.
- Ménard, G. 1980. Profondeur du socle anté-triasique dans le sud-est de la France. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* 290, 299–302.
- Ménard, G. & Thouvenot, F. 1984. Écaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. *Bull. Soc. géol. Fr.* 5 Ser. 26, 875–884.
- Ménard, G. & Thouvenot, F. 1987. Coupes équilibrées crustales: méthodologie et application aux Alpes occidentales. *Geodinamica Acta* 1, 35–45.
- Mugnier, J.-L. & Ménard, G. 1986. The development of the Swiss Molasse Basin and the evolution of the external Alps: a kinematic model (in French). *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* 10, 167–180.
- Mugnier, J.-L. & Vialon, P. 1986. Deformation and displacement of the Jura cover on its basement. *J. Struct. Geol.* 8, 373–387.
- Mugnier, J.-L., Arpin, R. & Thouvenot, F. 1987. Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. *Geodinamica Acta* 1, 123–135.
- Rybach, L., Bodmer, P., Pavoni, N. & Müller, S. 1978. Siting criteria for heat extraction from hot dry rock: application to Switzerland. *Pure & Appl. Geophys.* 116, 1211–1224.
- Sheriff, R. E. & Geldart, L. P. 1982. *Exploration Seismology*, Vol. 1. Cambridge University Press, Cambridge.
- Siddons, A. W. B. 1983. Finite strain patterns in some Alpine nappes. *J. Struct. Geol.* 5, 441–448.
- Thouvenot, F. 1981. Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques: implications géodynamiques pour les Alpes occidentales. Unpublished thèse Doct.-Ing., Université de Grenoble.
- Thouvenot, F. & Perrier, G. 1981. Seismic evidence of a crustal overthrust in the Western Alps. *Pure & Appl. Geophys.* 119, 163–184.
- Winston, P. H. 1981. *Artificial Intelligence*. Addison-Wesley, Reading, Massachusetts.

## 2. ÉCAILLAGE DE LA LITHOSPHERE EUROPÉENNE

[MÉNARD, G. & THOUVENOT, F. 1984. Écaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea, *Bull. Soc. géol. Fr.* 27, 875–884.]



## Écaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes Occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea

par GILLES MÉNARD \* et FRANÇOIS THOUVENOT \*

**Mots clés.** — Structure profonde, Anomalie d'Ivrea, Écaillage lithosphérique, Orogenèse alpine, Alpes Occidentales, Ivrea.

**Résumé.** — L'anomalie d'Ivrea, dans les Alpes Occidentales, constitue la caractéristique géophysique majeure de la région. Cette étude propose un modèle structural basé sur un écaillage lithosphérique et qui tient compte des différents aspects de l'anomalie (principalement gravimétrique et sismique). Dans ce modèle, le « corps d'Ivrea » est scindé en plusieurs unités de manteau supérieur, chaque unité étant reliée à un chevauchement plus externe et plus superficiel : une unité inférieure, vers 30 km, est associée au chevauchement des massifs cristallins externes sur le socle subalpin ; l'unité principale, vers 10 km, se trouve dans le prolongement du chevauchement pennique frontal ; une unité superficielle, à l'aplomb de la ligne insubrienne, est directement reliée aux péridotites affleurantes. Si l'écaillage crustal a probablement une valeur assez générale dans les chaînes de collision, la participation du manteau supérieur à ce mécanisme semble être une originalité des Alpes Occidentales. Cette particularité pourrait s'expliquer par une structure en lentilles du manteau supérieur acquise lors du rifting liasique.

**Flaking of the European lithosphere in the Western Alps : gravitational and seismic evidence in relation with the Ivrea anomaly.**

**Abstract.** — The Ivrea anomaly is the main geophysical feature in the Western Alps. This paper presents a structural model built on lithospheric flaking. It takes account of the different facets of the anomaly (mainly gravitational and seismic). In this model, the « Ivrea body » is split up into several upper mantle units, each unit being connected to a more external and shallower thrust : a lower unit, at a depth of about 30 km, is connected to the thrust of the « massifs cristallins externes » upon the Subalpine basement ; the main unit, at a depth of about 10 km, is in the prolongation at depth of the frontal Penninic overthrust ; a surface unit, straight under the Insubric line, is directly linked to the outcropping peridotites. If a crustal flaking can probably be put forward wherever a chain is built by collision processes, the share of the upper mantle in such a mechanism seems to be an original feature of the Western Alps. This character could be explained by a lenticular structure of the upper mantle which was produced during the Liassic rifting.

### INTRODUCTION.

D'un point de vue géophysique, la partie la plus interne des Alpes Occidentales se caractérise par la présence d'une importante anomalie mise en évidence par la gravimétrie, le magnétisme et les sondages sismiques profonds. On associe habituellement cette anomalie (dite anomalie d'Ivrea) à la présence d'une masse importante de manteau supérieur située à quelques kilomètres seulement de la surface : cette masse est classiquement appelée « corps d'Ivrea ».

A partir d'une hypothèse tectonique simple, nous proposons ici un nouveau modèle structural pour interpréter l'anomalie d'Ivrea. Ce modèle est testé en gravimétrie et en sismique, puis discuté quant aux conséquences géodynamiques qu'il implique.

### I. — CARACTÈRES DE L'ANOMALIE D'IVREA.

1) *Gravimétrie* (fig. 1). La carte des anomalies de Bouguer montre une très forte anomalie positive qui se développe depuis la faille insubrienne au

Nord jusqu'au Sud de Dora Maira au Sud. Transversalement à l'anomalie, on passe en effet de — 150 mgal à l'Ouest (à l'aplomb du Briançonnais) à + 50 mgal au maximum de l'anomalie gravimétrique d'Ivrea (à l'aplomb de la ligne du Canavese et du bord interne de Dora Maira). A partir du Briançonnais et en allant vers l'Est, la gravité augmente tout d'abord avec un faible gradient (de — 150 à — 100 mgal), puis avec un fort gradient (de — 100 à + 50 mgal). Au-delà, sous la plaine du Pô, la gravité décroît rapidement. Du Nord au Sud, l'anomalie présente des maxima secondaires, en particulier un maximum à + 30 mgal au niveau du massif de Lanzo et un maximum à + 60 mgal au niveau des massifs de Rivara et Baldissero.

Parmi les modèles gravimétriques publiés, citons Berckhemer [1968] qui donne au corps d'Ivrea une forme en « tête d'oiseau » (fig. 2c), mais qui

\* Lab. de géophysique interne et tectonophysique (ERA C.N.R.S. n° 603), IRIGM, Université de Grenoble, Grenoble, France.

Note déposée le 14 juin 1983 ; présentée à la séance du 17 octobre 1983 ; manuscrit définitif reçu le 21 février 1984.

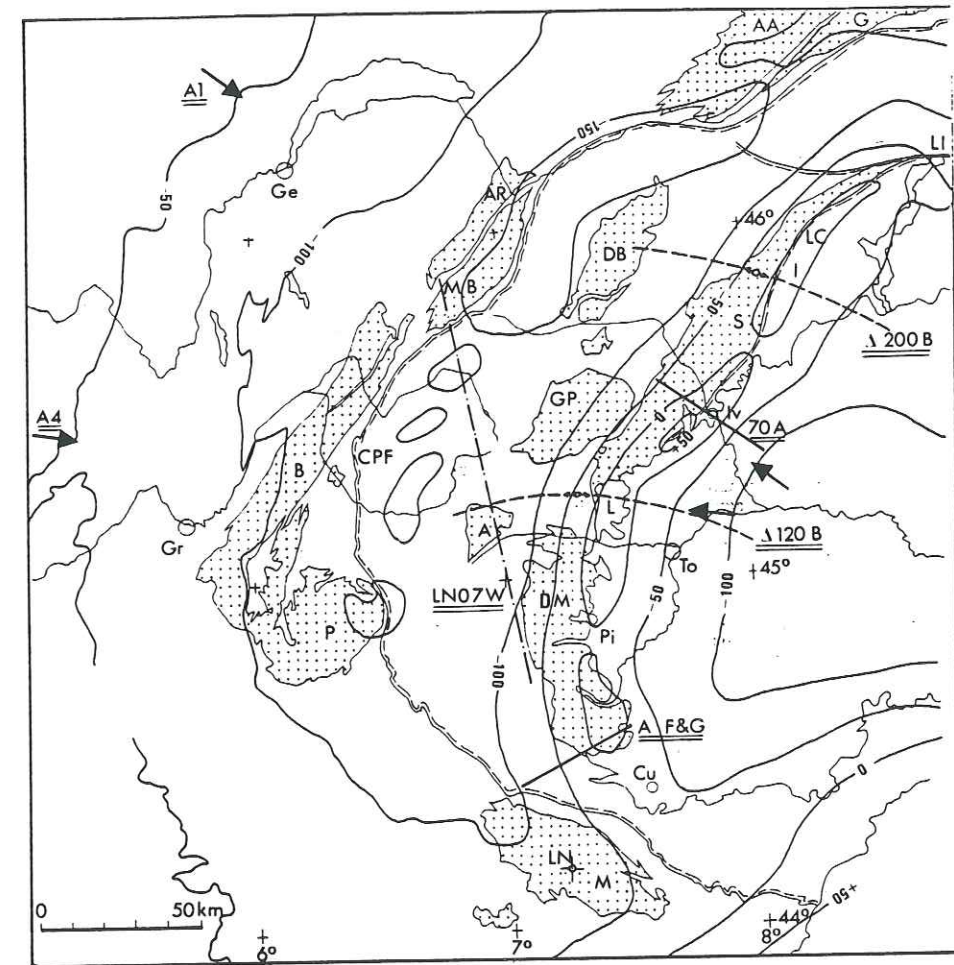


FIG. 1. — Carte simplifiée des anomalies de Bouguer (isonomes tous les 50 mgal) et situation des profils (références soulignées deux fois).

Profils magnétiques : 70A : Albert [1974] ; AF & G : Froidevaux et Guillaume [1979].

Profils sismiques : Δ120B et Δ200B : Berckhemer [1968] ; LNO7W = cette étude.

Profils gravimétriques : A1 et A4 : cette étude.

A : Ambin ; AA = Aar ; AR : Aiguilles Rouges ; B : Belledonne ; DB : Dent Blanche ; DM : Dora Maira ; G : Gotthard ; GP : Grand Paradis ; I : Zone d'Ivrea ; L : Lanzo ; M : Mercantour ; MB : Mont-Blanc ; P : Pelvoux ; S : Sesia. CPF : chevauchement pennique frontal ; LC : ligne du Canavese ; LI : ligne insubrienne.

Cu : Cuneo ; Ge : Genève ; Gr : Grenoble ; IV : Ivrea ; LN : Lac Nègre ; Pi : Pinerolo ; To : Torino.

FIG. 1. — Simplified gravity map (Bouguer isonomes every 50 mgal) and situation of the profiles (double-underlined references).

n'aborde pas le problème de la partie à faible gradient de l'anomalie ; Kaminski et Menzel [1968] qui présentent un corps d'Ivrea proche du précédent et qui associent la partie à faible gradient de l'anomalie à une masse de densité moyennement lourde (densité de croûte inférieure) située vers 10 à 15 km de

profondeur et prolongeant de quelques dizaines de kilomètres vers l'Ouest le « bec » du corps principal d'Ivrea.

2) *Sondages sismiques profonds*. Les données sismologiques existantes ont été fournies par les expé-



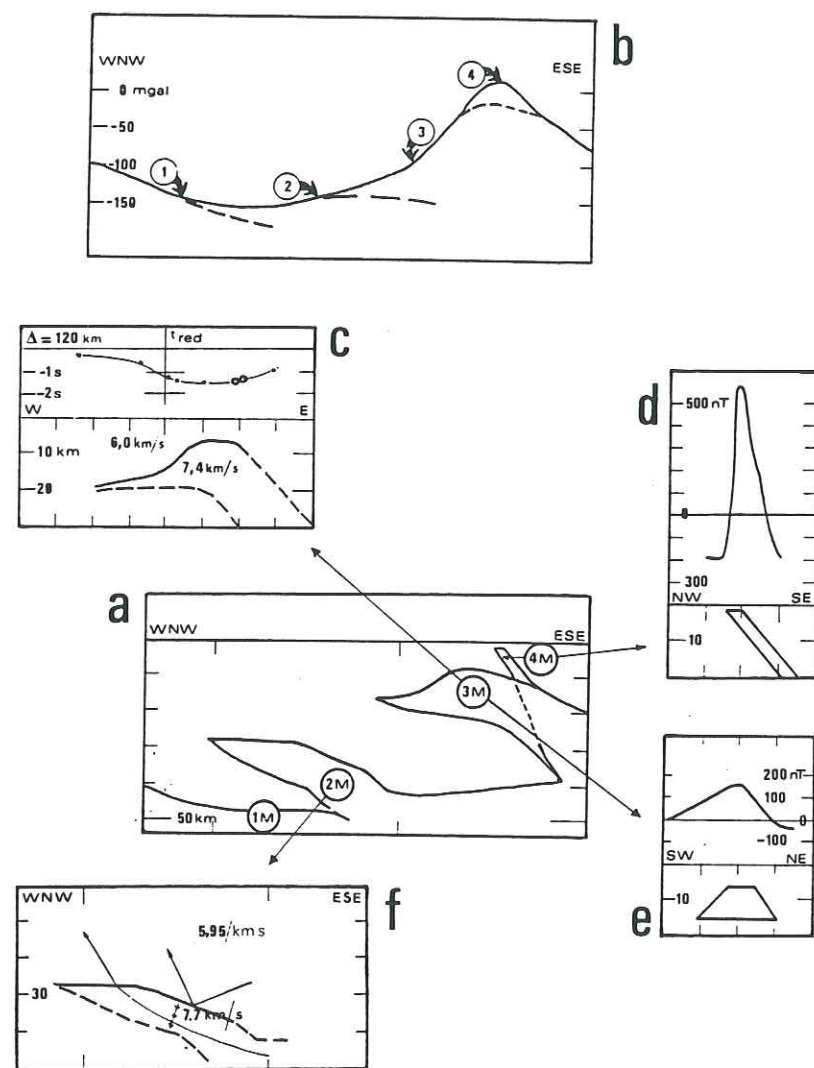


FIG. 2. — Mise en évidence de l'anomalie d'Ivrea par différentes méthodes géophysiques.

a : coupe structurale schématisée proposée dans cette étude, avec la distinction des quatre unités de manteau ; b : profil gravimétrique correspondant : les trois courbes en tirets figurent schématiquement la contribution de chaque unité à la courbe d'anomalie ; c : interprétation du profil sismique en éventail  $\Delta 120B$ , d'après Berckhemer [1968] : équivalent de l'unité 3M ; d : interprétation du profil magnétique 70A, d'après Albert [1974] : équivalent de l'unité 4M ; e : interprétation du profil magnétique AF&G, d'après Froidevaux et Guillaume [1979] : équivalent de l'unité 3M ; f : localisation par la sismique du toit de l'unité 2M : voir figure 3 de cette étude.

FIG. 2. — Evidence of the Ivrea anomaly by different geophysical methods.

a : schematic structural cross-section proposed in this study, with four distinct upper mantle units ; b : corresponding gravity profile ; c : interpretation of seismic fan-profile  $\Delta 120B$ , after Berckhemer [1968] : equivalence with unit 3M ; d : interpretation of magnetic profile 70A, after Albert [1974] : equivalence with unit 4M ; e : interpretation of magnetic profile AF&G, after Froidevaux and Guillaume [1979] : equivalence with unit 3M ; f : seismic location of the top of unit 2M : see figure 3 in this study.

riences de 1958 à 1960 [Closs et Labrouste, 1963], complétées par les expériences de 1966 [Berckhemer, 1968]. Un profil sensiblement longitudinal à l'anomalie gravimétrique d'Ivrea montre l'existence d'un milieu rapide (vitesse apparente voisine de 7,4 km/s) situé à quelques kilomètres de profondeur. Ce milieu est interprété comme du manteau supérieur anormal. Deux profils en éventail recoupant l'anomalie et situés à 120 et 200 km du point de tir (le Lac Nègre, dans le Mercantour) montrent que la culmination du milieu rapide est décalée d'une dizaine de kilomètres vers l'Ouest par rapport au maximum de l'anomalie gravimétrique. Cette culmination serait située, pour une vitesse vraie de 7,4 km/s dans le corps d'Ivrea, vers 7 km de profondeur (fig. 2c) à une distance de 120 km du point de tir (3 km de profondeur à 200 km du point de tir).

3) *Magnétisme*. La présence du corps d'Ivrea se traduit en magnétisme par une forte anomalie qui s'étend de la faille insubrienne au Nord jusqu'à Pinerolo au Sud [Lanza, 1975], soit une extension vers le Sud moindre que l'anomalie gravimétrique. Toutefois, plus au Sud, Froidevaux et Guillaume [1979] montrent l'existence d'une anomalie de plus faible amplitude. Pour la partie au Nord de Pinerolo, tous les modèles magnétiques [Albert, 1974 ; Lanza, 1982] associent l'anomalie magnétique à un corps en forme de lame de quelques kilomètres d'épaisseur (2 à 5 km) plongeant d'environ 60° vers l'ESE et dont le toit est situé à faible profondeur (2 à 3 km) (fig. 2d). La différence entre ces modèles magnétiques et les modèles gravimétriques cités plus haut est expliquée par le fait que seule apparaîtrait en magnétisme la partie orientale serpentinisée du corps d'Ivrea. Pour la partie sud (région de Cuneo), Froidevaux et Guillaume [1979] modélisent la cause de leur anomalie par un prisme situé entre 8 et 15 km de profondeur pour lequel l'accord avec la gravimétrie est satisfaisant (fig. 2e).

4) *Géologie*. Deux questions géologiques doivent rester présentes à l'esprit lorsque l'on propose un modèle géophysique de l'anomalie d'Ivrea.

A) Quelles sont les relations géométriques entre les corps déduits de la géophysique et les massifs de péridotites affleurants (Lanzo, Rivara et Baldissero) : continuité ? indépendance totale ou partielle ?

B) De quelle croûte l'unité de manteau déduite de la géophysique est-elle le soubassement : de la croûte pennique (plaque européenne) ou de la croûte sudalpine (plaque adriatique) ? En effet, l'extension de l'anomalie gravimétrique jusqu'au Sud du Massif de Dora Maira considéré comme socle pennique, ainsi que l'enfoncement d'une trentaine de kilomètres vers l'Ouest de la surface d'Ivrea

déduit de la sismologie suggère que le manteau formant le corps d'Ivrea est le soubassement de la croûte pennique. Par contre, une éventuelle continuité, suggérée par le magnétisme, entre le corps d'Ivrea et les péridotites affleurantes attribuées à la lithosphère sud-alpine serait plutôt en faveur d'une appartenance du corps d'Ivrea à cette lithosphère.

## II. — PRÉSENTATION DU MODÈLE.

1. — *Hypothèses*. Étendant à une partie de la lithosphère européenne le style en grande écailles de socle déjà proposé pour la croûte [Ménard, 1979 ; Perrier et Vialon, 1980], nous avons testé cette hypothèse en gravimétrie. D'un point de vue gravimétrique, nous avons pris l'hypothèse suivante (fig. 2a et b) : la partie à faible gradient de l'anomalie (2) est attribuée à une unité inférieure de manteau (2M) située à une assez grande profondeur (30 km environ) ; la partie à fort gradient de l'anomalie est attribuée pour la majeure partie (3) à une unité principale du manteau (3M) située à moyenne profondeur (10 km environ) et pour le reste (4) à une unité superficielle de manteau (4M), unité qui serait directement reliée aux péridotites affleurantes. Nos hypothèses structurales et gravimétriques se rejoignent : en effet, l'unité 3M est rattachée à une écaille lithosphérique limitée à sa base par le chevauchement pennique frontal (cf. fig. 4 et 5), et l'unité inférieure est rattachée à une écaille lithosphérique limitée à sa base par le chevauchement des massifs cristallins externes [Ménard, 1979].

En ce qui concerne leur extension Nord-Sud, les unités 2M et 3M s'étendent de la faille insubrienne au Nord jusqu'au Sud de Dora Maira au Sud ; tandis que l'unité 4M s'étend depuis la faille insubrienne au Nord jusqu'à Pinerolo au Sud.

Nous proposons finalement les correspondances suivantes entre les unités 2M, 3M et 4M et les corps mis en évidence par les différentes méthodes géophysiques (fig. 2c, d et e) :

— l'unité 3M correspond au corps d'Ivrea mis en évidence par les profils sismiques [Berckhemer, 1968] et reconnu en magnétisme vers Cuneo [Froidevaux et Guillaume, 1979] avec une anomalie magnétique de 150 nT environ ;

— l'unité 4M correspond au corps magnétique mis en évidence au Nord de Pinerolo [Albert, 1974 ; Lanza, 1975] ; elle provoque une anomalie magnétique de 400 à 1 000 nT incluant probablement l'effet de l'unité 3M sous-jacente ;

— par ailleurs, certaines réflexions obtenues par les expériences sismologiques de 1958 [Labrouste, Choudhury et Perrier, 1963] pourraient s'être produites sur le toit de l'unité 2M (cf. § II.2), responsable, selon nous, de la partie à faible gradient de l'anomalie gravimétrique.



2) *Profondeur du toit de l'unité 2M.* La profondeur du toit de l'unité 2M n'est pas imposée avec une précision suffisante par la seule gravimétrie (23 à 29 km). Aussi avons-nous réinterprété certaines arrivées enregistrées lors des expériences sismologiques de 1958 comme celles d'ondes réfléchies sur le toit de cette unité (fig. 3). Ces ondes réfléchies mettent en évidence un plan nettement ascendant

et sismiques. A ce niveau, deux remarques s'imposent : en premier lieu, une vitesse dans la croûte de 5,95 km/s confirme l'existence probable d'une zone à moindre vitesse dans cette croûte ; d'autre part, une importante arrivée d'énergie tardive (fig. 3, phase a) peut être interprétée comme une réflexion sur le toit de l'unité 1M sous-jacente considérée comme autochtone.

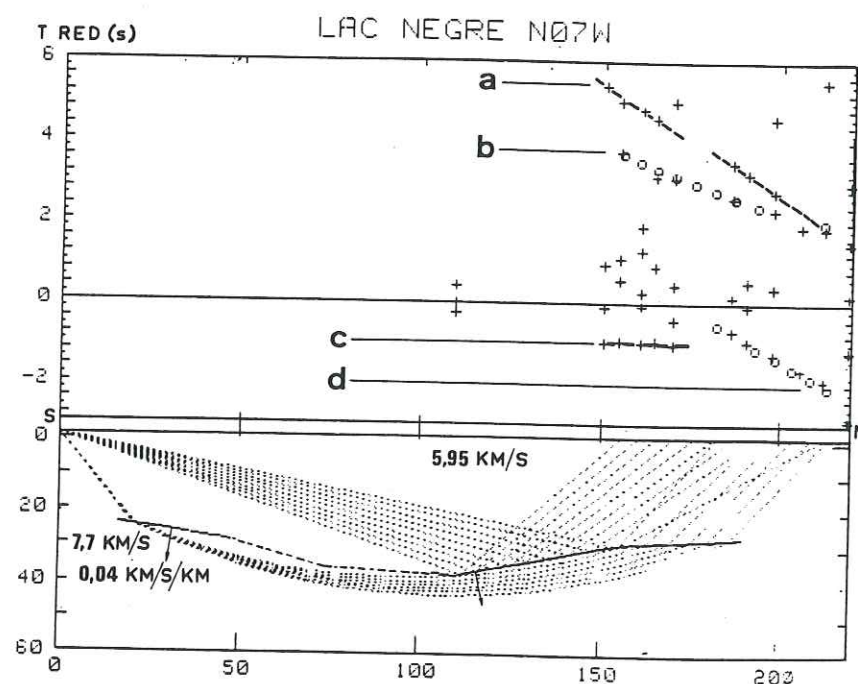


FIG. 3. — Profil sismique LNO7W.

Pour des stations situées le long du profil à des distances de 150 à 200 km du point de tir, on a reporté (croix) différentes phases lues sur les sismogrammes. On a adopté une représentation en temps réduit, où le temps de propagation réel est diminué de la distance au point de tir divisée par une vitesse de réduction prise ici égale à 6 km/s.

Certaines phases peuvent être corrélées d'une station à une autre, d'autres pas. Cette modélisation bidimensionnelle avec tracé de rais permet de comparer les temps observés aux temps calculés (cercles), mais dans un seul plan d'observation. C'est ce qui explique que certaines phases pouvant correspondre à des réflexions ou réfractions latérales ne sont pas forcément prises en compte. On a représenté ici la croûte supérieure (vitesse de 5,95 km/s) et le toit de l'unité 2M (vitesse de 7,7 km/s avec un léger accroissement de vitesse en profondeur de 0,04 km/s par km), ce qui permet de modéliser une réflexion sur le toit de 2M (phase b) et une réfraction dans 2M (d). Les phases (a) et (c) peuvent respectivement correspondre à une réflexion latérale sur le toit de 1M et à une réfraction latérale dans 3M.

FIG. 3. — Seismic profile LNO7W.

Reduced observed travel-times (crosses) and calculated travel-times (circles). Reduction velocity is 6 km/s.

Identification of phases : a : reflection from the top of 1M ; b : reflection from the top of 2M ; c : side refraction from 3M ; d : refraction from 2M. The modelling takes account of arrivals b and d only. A weak velocity gradient is introduced in unit 2M.

vers le NW. Pour le point le plus élevé de ce plan, on trouve des profondeurs variant de 36 à 29 km selon les hypothèses envisagées pour la vitesse moyenne dans la croûte, respectivement 6,1 et 5,95 km/s. Nous avons retenu la valeur 29 km, seule compatible avec les données gravimétriques

3) *Présentation des coupes A1 et A4.* Les coupes structurales A1 et A4 présentées ici (fig. 4 et 5) ont été établies à partir des éléments suivants : — L'existence de deux unités de manteau 2M et 3M est notre hypothèse de base. La forme et la profondeur du toit de l'unité 2M ont été fixées

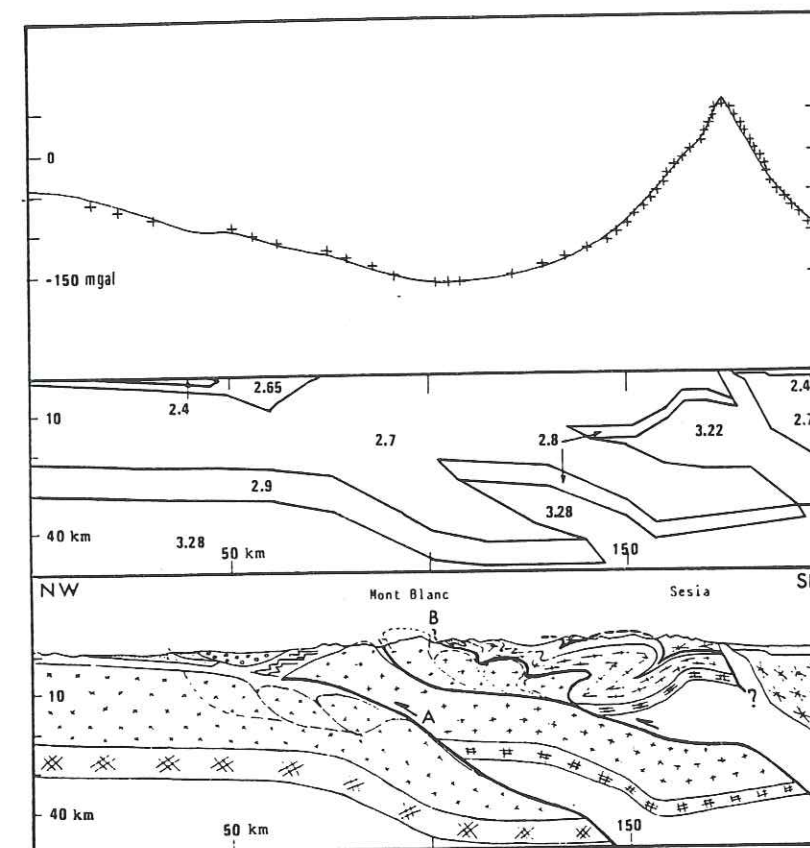


FIG. 4. — Coupe A1.

En haut : profil gravimétrique. En trait plein, anomalie calculée ; les croix représentent l'anomalie observée. Au milieu : modèle gravimétrique avec densités correspondantes. En bas : coupe structurale. A : chevauchement des massifs cristallins externes ; B : chevauchement penninien frontal.

FIG. 4. — Cross-section A1.

Top : gravity profile. In full line, calculated anomaly ; crosses show observed anomaly. Middle : gravity model with corresponding densities. Bottom : Structural cross-section. A : overthrust of the « massifs cristallins externes » ; B : frontal Penninic overthrust.

par l'interprétation conjointe des données sismiques et de la gravimétrie (cf. § précédent). La forme du toit de l'unité 3M est tirée de Berckhemer [1968]. La profondeur retenue pour cette surface, supérieure à celle trouvée par cet auteur, reste compatible avec les données sismologiques si l'on admet que la vitesse des ondes P dans l'unité 3M est supérieure aux 7,4 km/s postulés par Berckhemer.

— Les surfaces limitant à leur base les unités 2M et 3M correspondent respectivement au chevauchement des massifs cristallins externes (A) et au chevauchement penninien frontal (B) (aspect structural de notre hypothèse de départ). Les plis déversés vers l'Est dans la zone penninienne sont

interprétés comme associés au chevauchement penninien frontal, leur surface axiale étant en position antithétique par rapport à cette surface de chevauchement. Leur développement est probablement lié à la présence de l'unité 3M jouant le rôle de poinçon.

— Sous ces surfaces de chevauchement se trouve une certaine épaisseur de croûte (environ 10 km) correspondant selon nous aux zones à moindre vitesse dont l'existence a été reconnue sous les Aiguilles Rouges entre 10 et 20 km [Thouvenot et Perrier, 1981] ainsi que sous les zones internes [Choudhury, Giese et de Visintini, 1971]. Nous interprétons cette zone à moindre vitesse comme



## ÉCAILLAGE DE LA LITHOSPHERE SOUS LES ALPES OCCIDENTALES

881

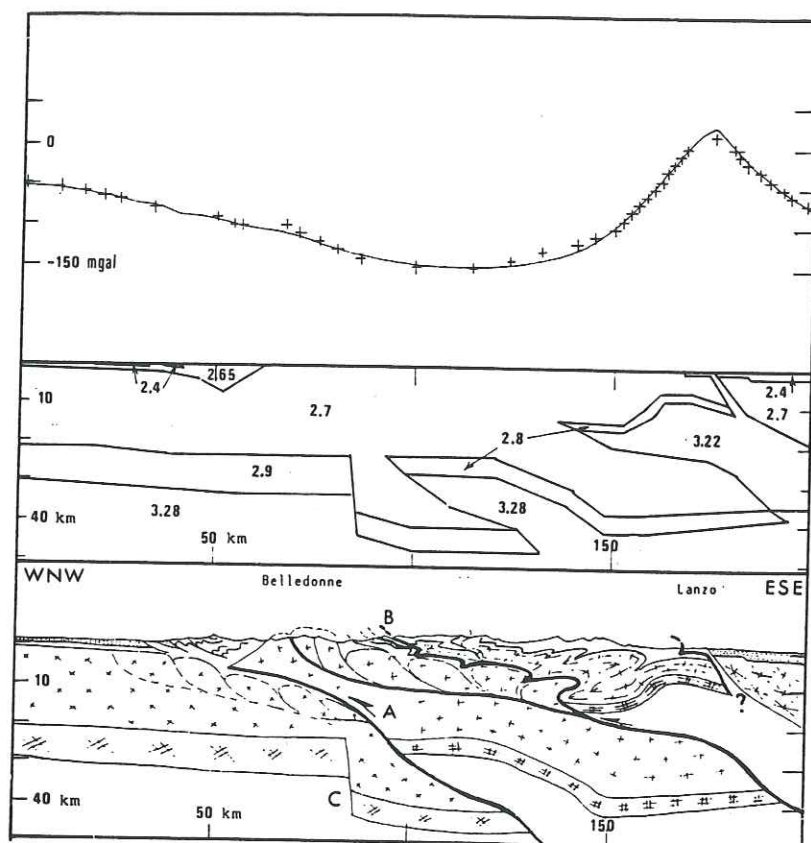


Fig. 5. — Coupe A4 : même légende que figure 4. C : une interprétation possible (cf. texte) de données télésismiques récentes [Poupinet et al., 1983].

Fig. 5. — Cross-section A4 : same caption as Figure 4. C : a possible interpretation (see text) of recent teleseismic data [Poupinet et al., 1983].

la tranche de croûte englobant les blocs basculés le long de failles normales listriques lors du rifting liasique. Il est probable que beaucoup de ces failles ont joué en faille inverse lors des compressions alpines (partie est de ces zones).

— Lors de l'élaboration du modèle gravimétrique, nous avons été amenés, pour la coupe A4, à introduire une flexure de la lithosphère européenne beaucoup plus importante que pour la coupe A1. Bien que la gravimétrie ne soit pas contraignante à ce niveau quand on raisonne sur une seule coupe, le fait de chercher à conserver une certaine continuité des unités 2M et 3M en passant de la coupe A1 à la coupe A4 est déterminant. Dans le modèle présenté à la fig. 5, nous sommes allés au-delà de cette modélisation gravimétrique en incluant une interprétation possible de données télésismiques récentes [Poupinet, Thouvenot, Hirn, Wittlinger et Tomassino, 1983] acquises le long d'un profil pra-

tiquement confondu avec A4. Nous insistons sur le fait que, même si les données télésismiques en question sont en accord avec cet important accident (C) qui affecterait la base de la croûte à l'aplomb des massifs cristallins externes, cette interprétation n'est qu'une possibilité parmi tout un éventail de modèles à hétérogénéités crustales ou subcrustales. Nous ne l'avons retenue que parce qu'elle nous paraissait la plus vraisemblable, compte tenu de la flexure mentionnée plus haut. Quoi qu'il en soit, et bien que ce point particulier, en raison de ses implications géodynamiques, nécessite une étude de terrain plus approfondie, il ne modifie en rien l'écaillage lithosphérique envisagé.

— Il convient de même d'attirer l'attention sur la croûte inférieure introduite tout au long des deux coupes. Si son existence est bien établie dans la partie occidentale jusqu'à l'aplomb des massifs cristallins externes, elle n'est que probable dans

Bull. Soc. géol. Fr., 1984, n° 5

882

G. MÉNARD ET F. THOUVENOT

les zones plus internes. Un arbitraire supplémentaire est la prise en compte de la distension qui a affecté le domaine alpin avant l'orogénèse pour faire figurer un amincissement de la croûte inférieure vers l'intérieur de l'arc. La densité correspondante y est, dans le même schéma structural, plus faible que celle de la croûte inférieure subalpine.

— D'un point de vue gravimétrique, compte tenu de la précision de la carte des anomalies de Bouguer (relativement faible densité de points de mesures), nous avons ajusté nos modèles jusqu'à obtenir un écart type inférieur à 5 mgal.

passer la surface de rétrocharriage en-dessous de cette profondeur (fig. 6D).

## 2) Problème de l'écaillage de la lithosphère européenne.

Notre modèle structural, compatible avec les données géophysiques existantes, implique un écaillage affectant non seulement la croûte européenne, mais encore une partie du manteau supérieur sous-jacent. Si un écaillage de la croûte est aujourd'hui invoqué dans plusieurs cas de chaînes de montagnes (Himalaya, Alpes Centrales et Orientales,...), jamais

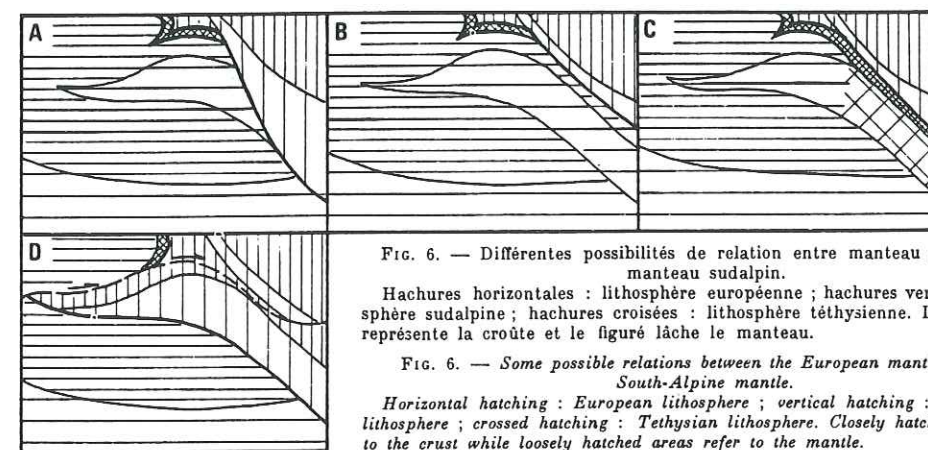


Fig. 6. — Différentes possibilités de relation entre manteau européen et manteau sudalpin.

Hachures horizontales : lithosphère européenne ; hachures verticales : lithosphère sudalpine ; hachures croisées : lithosphère téthysienne. Le figuré serré représente la croûte et le figuré lâche le manteau.

Fig. 6. — Some possible relations between the European mantle and the South-Alpine mantle.

Horizontal hatching : European lithosphere ; vertical hatching : South-Alpine lithosphere ; crossed hatching : Tethysian lithosphere. Closely hatched areas refer to the crust while loosely hatched areas refer to the mantle.

## III. — DISCUSSION.

### 1) Problème des relations entre manteau européen et manteau sudalpin.

Si l'unité 2M appartient à la lithosphère européenne, si l'unité 4M appartient à la lithosphère sudalpine, il est bien plus délicat d'attribuer l'unité 3M à l'une ou l'autre des lithosphères en présence. Compte tenu de l'extension de l'unité 3M jusqu'au Sud de Dora Maira (socle pennique), l'hypothèse la plus simple est de faire de cette unité, ou du moins de sa partie occidentale, le soubassement de la croûte européenne. Le prolongement de cette unité sous la plaine du Po étant très mal connu on peut aussi bien lui attribuer une valeur sudalpine (fig. 6A), européenne (fig. 6B) ou téthysienne (fig. 6C).

L'hypothèse qui attribue l'unité 3M à la lithosphère sudalpine nous semble plus difficile à accepter. Cette hypothèse implique en effet un rétrocharriage de Dora Maira d'environ 40 km vers l'Est sur l'unité 3M. Plus au Nord, la continuité de l'unité 4M jusque vers 20 km de profondeur au moins (d'après les modèles magnétiques) oblige à faire

Bull. Soc. géol. Fr., 1984, n° 5

le manteau supérieur n'a été impliqué dans le mécanisme. Cette originalité des Alpes Occidentales pourrait trouver son origine dans une structure du manteau supérieur héritée des périodes précédant la collision. Les caractères des unités 3M et 2M (dimension horizontale très supérieure à la dimension verticale, vitesses sismiques inférieures à 8 km/s) rappellent ceux des zones de manteau supérieur anormal associées aux zones en extension (dorsales, certains rifts). Aussi pensons-nous que ces unités de manteau formaient le soubassement des domaines à croûte amincie au Secondaire : marge européenne bordant la Téthys pour l'unité 3M, domaine valaisan pour l'unité 2M.

Notons enfin que le mode d'ouverture de la Téthys invoqué dans la figure 7a et qui suppose que la croûte glisse sur le manteau sous-jacent [Lombardo et Pognante, 1983] entraîne que les serpentinites peuvent former une bonne partie du plancher océanique. En conséquence, les ophiolites ne représentent plus nécessairement la croûte océanique et le manteau sous-jacent, mais peuvent n'être que des écaillures arrachées à ce plancher océanique et traînées sous la croûte sudalpine. Le mécanisme



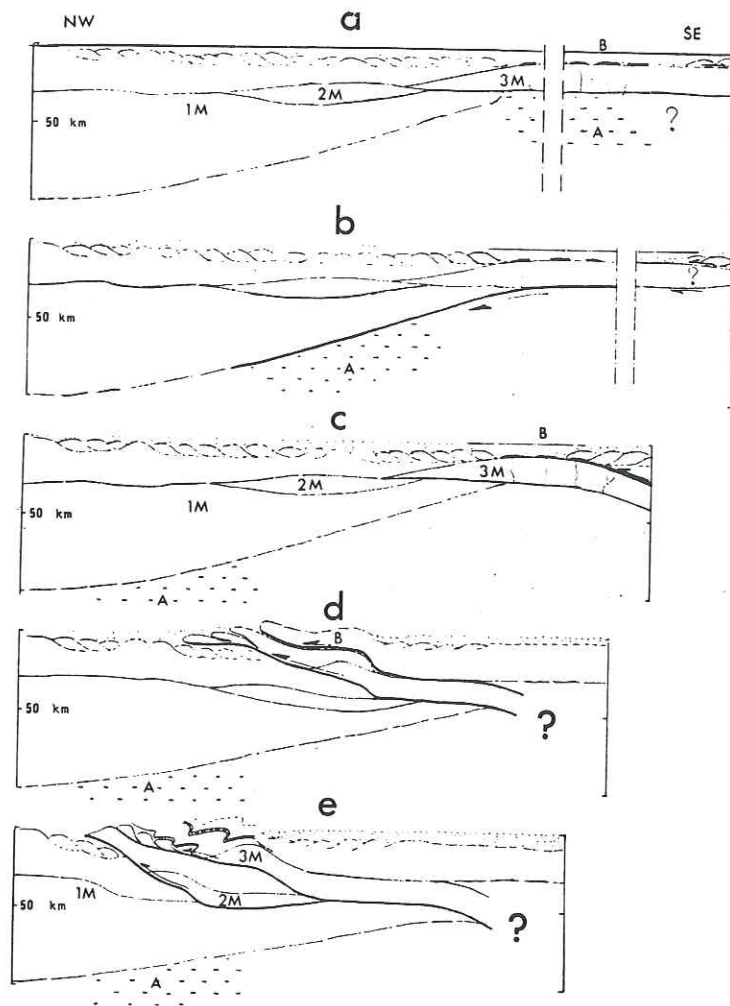


FIG. 7.

- a) État supposé après l'ouverture de la Téthys.  
A : manteau anormalement lent sous la Téthys (localisation imprécise) ; B : volcanisme sur le plancher océanique ; 2M : unité de manteau supérieur anormal (associée au domaine valaisan ?) ; 3M : unité de manteau supérieur anormal associée à la marge européenne et à la Téthys.
- b) Subduction vers le NW (Crétacé supérieur-Paléocène) invoquée pour expliquer la présence de manteau anormalement lent sous les Alpes Occidentales.
- c) Subduction vers le SE après blocage de la subduction précédente.
- d) Collision (à partir de l'Éocène) entre les continents européen et sudalpin : chevauchement du socle sudalpin sur le socle européen (pennin) puis chevauchement du socle pennin interne sur le socle pennin externe. La mise en place de l'unité 3M est à associer à ce dernier chevauchement.
- e) Poursuite de la collision (Oligocène à Actuel) : chevauchement des massifs cristallins externe associés à la mise en place de l'unité 2M.

FIG. 7.

- a) Speculative cross-section after the opening of the Tethys ; A : abnormally slow mantle under the Tethys (inaccurate position) ; B : volcanism on the oceanic floor ; 2M : abnormal upper mantle unit (associated to the Valaisan domain ?) ; 3M : abnormal upper mantle unit associated to the European margin and to the Tethys.
- b) North westward subduction (Upper Cretaceous to Palaeocene) which can be put forward to explain the presence of abnormally slow mantle under the Western Alps.
- c) Southeastward subduction after the previous subduction stopped.
- d) Collision (from the Eocene onwards) between the European and South-Alpine continents : thrust of the South-Alpine basement on the European (Penninic) basement, followed by a thrust of the internal Penninic basement on the external Penninic basement. The positioning of unit 3M is to be associated to this last thrust.
- e) Collision proceeds (Oligocene to present time) : thrust of the « massifs cristallins externes » associated to the positioning of unit 2M.

d'obduction auquel on fait généralement appel pour expliquer la présence de ces ophiolites ne serait donc plus indispensable.

Remerciements. Nous remercions G. Perrier pour ses remarques constructives lors de la rédaction de cette note.

### Références

- ALBERT G. (1974). — Die magnetische Anomalie der Ivrea-zone. *J. Geophys.*, 40, p. 283-301.
- BERCKHEMER H. (1968). — Topographie des « Ivrea-Körpers » abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48/1, p. 235-246.
- CHOUDHURY M. A., GIESE P. et VISINTINI G. DE (1971). — Crustal structure of the Alps : some general features from explosion seismology. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, XIII/51-52, p. 211-240.
- CLOSS H. et LABROUSTE Y. (1963). — Recherches séismologiques dans les Alpes Occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. C.N.R.S., 241 p.
- FROIDEVAUX P. et GUILLAUME A. (1979). — Contribution à l'analyse structurale des Alpes liguro-piémontaises par l'étude du champ magnétique terrestre. *Tectonophysics*, 54, p. 139-157.
- KAMINSKI W. et MENZEL H. (1968). — Zur Deutung der Schwereanomalie des Ivrea-Körpers. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48/1, p. 235-260.
- LABROUSTE Y., CHOUDHURY M. A. et PERRIER G. (1963). — Essai d'interprétation n° 2. In : Closs et Labrouste p. 176-201.
- LANZA R. (1975). — Profili magnetici e di gravità nelle Alpi Occidentali. *Riv. It. Geofisica*, II-2, p. 175-183.
- LANZA R. (1982). — Models for interpretation of the magnetic anomaly of the Ivrea body. *Geol. Alp.*, 58, p. 85-94.
- LOMBARDO B. et POGNANTE U. (1983). — Tectonic implications in the evolution of the Western Alps ophiolites metagabbros, *Ophioliti*, sous presse.
- MÉNARD G. (1979). — Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France ; essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Grenoble, 178 p.
- PERRIER G. et VIALON P. (1980). — Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France ; implications géodynamiques. *Geol. Alp.*, 56, p. 13-20.
- POUPINET G., THOUVENOT F., HIRN A., WITTLINGER G. et TOMASSINO A. (1983). — A teleseismic profile on a transverse section of the Western Alps between Grenoble and Susa. XVIIIth Congr. IUGG, Hamburg.
- THOUVENOT F. et PERRIER G. (1981). — Seismic evidence of a crustal overthrust in the Western Alps. *Pure Appl. Geophys.*, 119, p. 163-184.



### 3. ÉTAT DES CONNAISSANCES AVANT LE PROFIL ECORS-CROP

[THOUVENOT, F. 1984. Deep crustal structure of the western Alps: present knowledge and pending problems, *Mem. Soc. geol. ital.* 29, 15-24.]

*Mem. Soc. Geol. It.*,  
29 (1984), 15-24, 8 ff.

### DEEP CRUSTAL STRUCTURE OF THE WESTERN ALPS: PRESENT KNOWLEDGE AND PENDING PROBLEMS

Memoria di FRANÇOIS THOUVENOT (\*)

#### ABSTRACT

We present, along transverse cross-sections of the Western Alps, the evolution of a deep tectonics model. The crust of the western margin of the French-Italian Alps is shown to consist of several «layers» with clear seismic reflections from their boundaries; this Subalpine crust is shown to dip eastwards at about 30° as can be seen from its basement, its intracrustal discontinuities and its Moho; further east, the Alpine crust appears to be unstructured, with no sharp seismic discontinuities, but it presents a low-velocity zone at a depth ranging from 10 to 20 km approximately.

Finally, recent seismic experiments show that a smooth Moho model may be a wrong picture: if this proves true, the deep structure of the Alps would more resemble a patchwork of lithospheric segments than it does now.

#### RIASSUNTO

È presentato e discusso un modello strutturale profondo delle Alpi occidentali, illustrato da alcune sezioni trasversali che si estendono dalle Alpi Meridionali all'avampaese. Il modello pur non risolvendo tutti i problemi e proponendo soluzioni geometriche spesso ancora ipotetiche in rapporto a ricoprimenti crostali, a scagliamenti della litosfera e ad accidenti tettonici della Moho, mette in evidenza numerose caratteristiche emergenti: la crosta al margine nordoccidentale delle Alpi italo-francesi è suddivisa in numerosi «strati»; questa crosta Subalpina pende verso est di circa 30°, come indicato dal suo basamento, dalle sue discontinuità infracrostali e dalla sua Moho; verso est la crosta Alpina risulta non strutturata, priva di nette discontinuità sismiche, ma con una zona a bassa velocità situata a 10-20 km circa di profondità. Recenti prospezioni sismiche hanno mostrato che un modello a Moho indeformata potrebbe essere una ricostruzione errata della struttura profonda delle Alpi occidentali che, più verosimilmente, potrebbe corrispondere ad un mosaico di segmenti litosferici.

**KEY WORDS:** *Deep structure, seismics, gravity, magnetism, Western Alps, Ivrea zone.*

(\*) Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (UA CNRS 733), Université Scientifique et Médicale de Grenoble, I.R.I.G.M., B.P. 68, Grenoble France.

#### INTRODUCTION

One cannot deny that the past three decades have brought an incredible amount of data concerning the deep structure of the western Alps. This was a natural test site where was designed, as soon as 1956, one of the first deep seismic experiments, introducing an international co-operation which was to be amplified year after year. Several studies constitute interesting steps (e.g. CLOSS & LABROUSTE, 1963; FUCHS *et alii*, 1963; LABROUSTE *et alii*, 1968; CHOUDHURY, GIESE & DE VISINTINI, 1971; PERRIER, 1973).

Since the International Geophysical Year many more deep seismic profiles have been covered and, for a majority of Earth scientists, the knowledge of the deep structure of the western Alps can be taken for granted. This is partially true as regards the main features, for instance the crust/mantle boundary; but this attitude is misleading if one is interested in the detailed crustal structure and its relation with surface tectonics.

This state of fact is due to several intricate reasons: the interpretation of early data could not incorporate the tectonic scheme prevailing presently for the Alpine system against a plate tectonics background; moreover it is sometimes difficult, especially when dealing with synopses of geophysical results, to decide what can be held for certain, for highly probable and for assumable; finally some special tectonic problems cannot be given an answer because of the scarcity or inadequacy of data in the concerned regions.

These points will be discussed in the light of a transverse cross-section of the western Alps. This cross-section is shown to evolve following tectonic ideas and new data which lay down further constraints. A special stress will be put: 1) on recent seismic experiments; 2) on a tectonic scheme which could



be held as a guideline for further investigations.

We include a review of undisputable results such as: the stratification of the Subalpine crust vs. a lack of stratification further east; the important eastward dip of the Subalpine crust; the existence of a low-velocity zone under the external crystalline massifs; a clear mantle and/or Moho anomaly under the same massifs.

It should be stressed finally that it is not the aim of this paper to present an extensive review of available data and published results. This was achieved periodically (e.g. GIESE & PRODEHL, 1976; PERRIER, 1979; PERRIER & VIALON, 1980; MILLER, MÜLLER & PERRIER, 1982) and the reader is referred to these papers for a more comprehensive overview. Our sole ambition is to bring together geophysical studies and tectonic ideas which have been developed in Grenoble for the last ten years.

#### MAIN FEATURES

The mean crustal thickness has been well known in the western Alps for many years (fig. 1), even if controversies still remain for some areas. Classically, three zones are recognized:

1) *The Ivrea zone* is the internal part of the Alpine arc. It is characterized by a strong positive gravity anomaly. Deep seismic soundings along the axis of this anomaly have shown the presence of a high velocity material (7.3 km/s) at a depth of about 6 to 11 km. This very shallow structure was interpreted by NIGGLI as soon as 1946 as an upper mantle uprising under the eastern flank of the Sesia-Lanzo massif. This anomalous mantle unit can be connected to the crust-mantle transition zone and to the «autochthonous» upper mantle under the western Po plain. We reach here an interpretative aspect which we choose to disconnect completely from this factual overview.

2) *The Briançonnais zone and the external crystalline massifs* are characterized by a strong negative Bouguer anomaly. The seismic velocity in the upper mantle has a normal value of 8.1-8.2 km/s; the crust is very thick. The maximum thickness (50 km at least) is observed under the central part of

the Briançonnais zone. This zone should therefore be considered as the actual root zone of the western Alps, which implies a lateral shift of the highest massifs. The depth of the Moho is 25, 35, 38 and 40 km under the Argentera, Belledonne, Mont Blanc and Pelvoux massifs respectively.

3) Under the western and southern margins of the western Alps, the crust grows thinner to reach a thickness of 29 km under the French Rhône valley and of 26 km near the Mediterranean coast-line. These are regions of very thick and folded sedimentary cover (e.g. 8 to 10 km under the Vercors massif). This transition zone between the Alpine arc and its foreland finds probably its most pronounced expression in the difference in structure of the deep crust (fig. 2). North of a line running from the southern French Massif Central to the Aiguilles Rouges massif, deep seismic sounding experiments show a systematical crustal stratification: two «layers» at least can be recognized. South of it, a structureless crust is the striking point revealed by seismic profiles, although few and far between. One can speculate that this NE-SW partition reflects the presence of a Provence sub-plate coupled to the European plate. The partition would thus follow great suture lines of the Alpine basement which were present at the end of the Hercynian orogenesis. These suture lines are believed to be the prolongation in the Alpine domain of the N50 Cévennes faults of the eastern margin of the French Massif Central; they would have played a very prominent part during the Alpine orogenesis (VIALON, 1974).

The three points developed here over give a good schematic idea of the variations in crustal thickness. The next section improves this overview in the light of the westernmost segment of the 1975 lithospheric experiment.

#### AN ALPINE CRUSTAL OVERTHRUST

This profile (shotpoint MRV in fig. 2) runs in a SW-NE direction from France to Switzerland and, beyond, to Austria and Hungary (ALPINE EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP 1976). Its western segment clearly displays the presence of a low-velocity zone under the northern external crystalline mas-

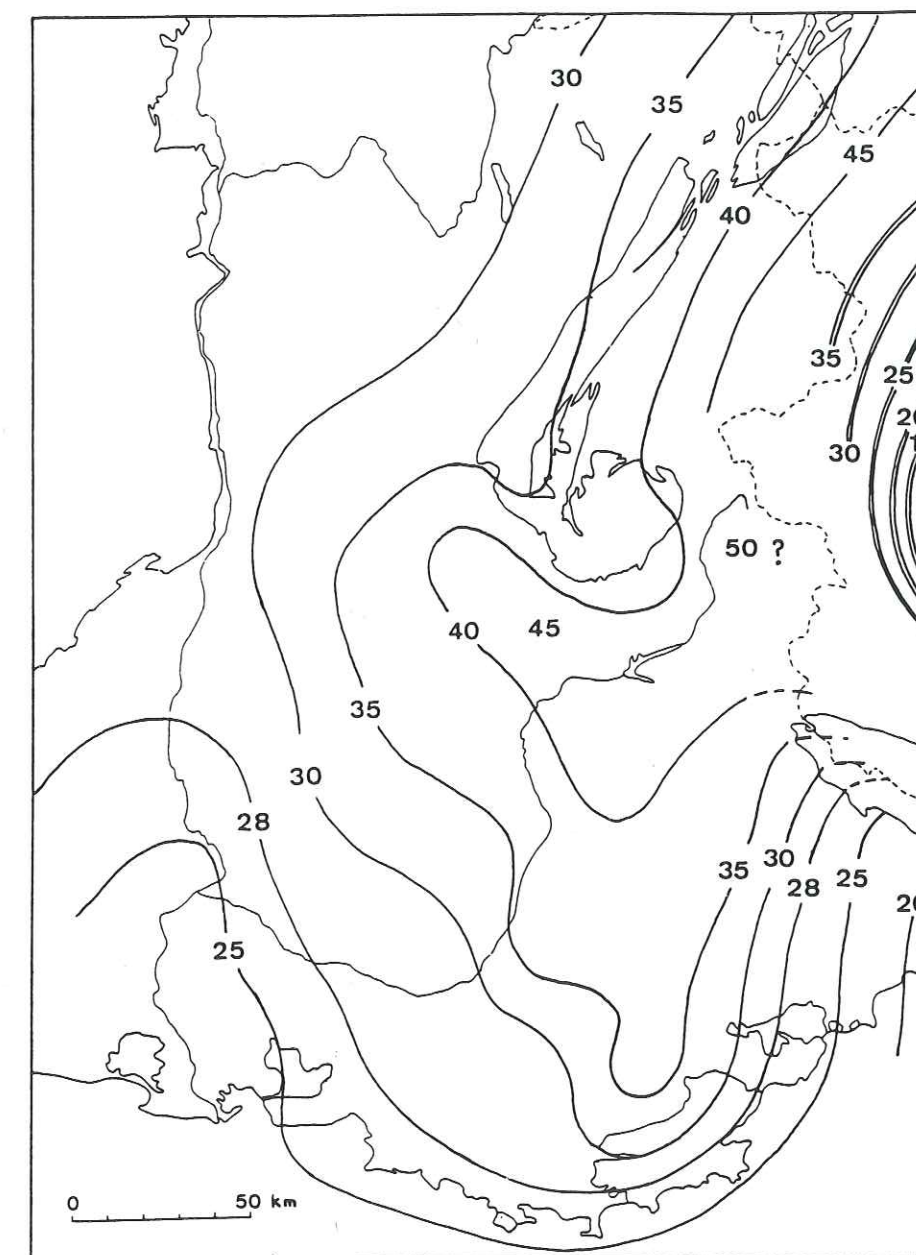


Fig. 1 - Moho contour map of the western Alps (in km). Double isolines are related to the Ivrea body. After PERRIER (1979).

sifs. The Pg wave propagating in the upper crust is strongly delayed by about 1 s from its normal position due to the Mesozoic cover of the Subalpine chains (fig. 3). Between this Pg wave and the PMP wave reflected from the Moho, energetic arrivals (P1P) can be observed on the record section. They reveal the

presence of intracrustal discontinuities. The important delay between Pg and P1P can unambiguously be ascribed to a low-velocity zone in the middle crust. With a shotpoint in the Gotthard massif the reversed profile shows absolutely no energy reflected from inside the crust.



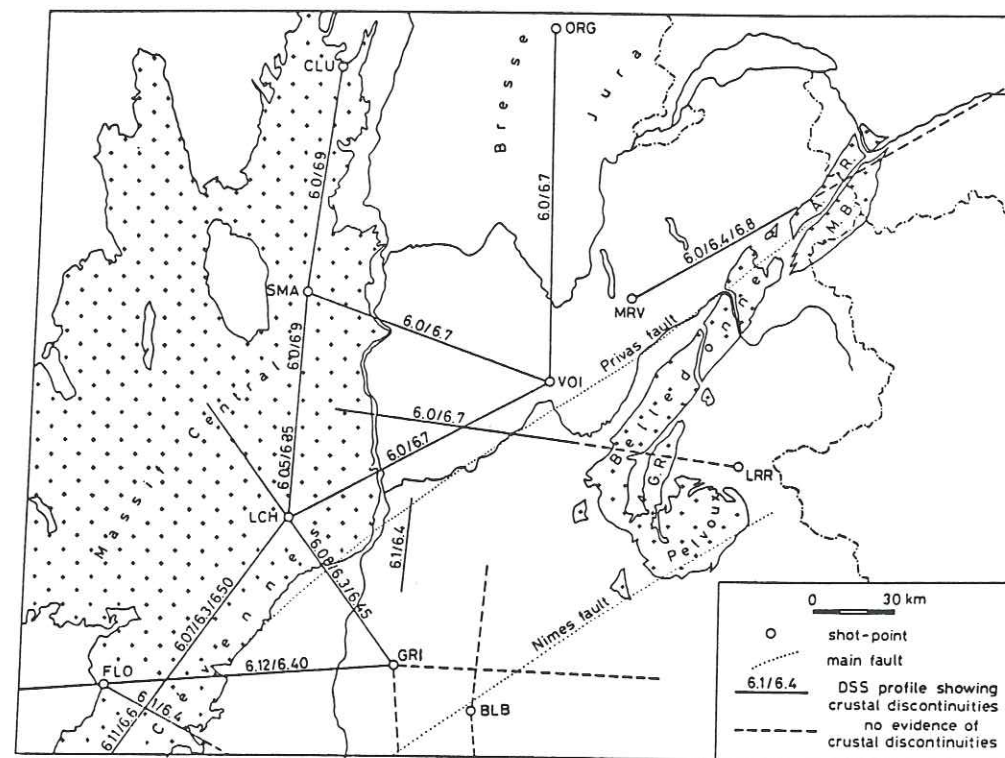


Fig. 2 - Intracrustal stratification in South-East France as revealed by deep seismic soundings. A line running from Cévennes to Aiguilles Rouges marks off a domain with intracrustal discontinuities (north) from a domain with a structureless crust (south). After THOUVENOT & PERRIER (1981).

Introducing now *a priori* conceptions it becomes possible to tackle two-dimensional models with ray-tracing techniques: seismic rays are drawn from the shotpoint through the whole structure and theoretical travel-times are computed and compared to observed arrivals. These *a priori* conceptions, which are mere prolongations at depth of ideas pertaining to surface tectonics, are essential in the construction of such two-dimensional models. Indeed a two-dimensional cross-section depends upon too many independent parameters which cannot be presently controlled by the sole seismic data. We stress therefore that such cross-sections contain a large amount of personal interpretation. If we had not been acquainted with the tectonic model by MÉNARD (1979 and 1980) for the first 10 km of the crust, we would not have grounded on it our interpretation of the frontal position of the low-velocity zone (dashed area in fig. 4). Suspecting the Alpine basement to be overthrusting the Subalpine

basement, the MÉNARD's hypothesis is therefore the keystone of our model: the low-velocity zone is associated to this overthrust while a thick Mesozoic cover of some 10 km forms the Subalpine chains (THOUVENOT & PERRIER, 1981). An intracrustal discontinuity is found right under with a strong dip towards the arc. This follows the strong dip of the Subalpine basement from the Rhône valley towards the external crystalline massifs. This strong dip is indicated by seismic data. According again to seismic data, no sharp change of seismic velocities is modelled under the central part of the Alps.

A cartoon (fig. 5) is a good illustration of this concept of crustal overthrust (THOUVENOT, 1981). The bull-dozer represents the Alpine upper crust with the crystalline massifs on the trailer. Its westward motion is made easier by the low-velocity zone underneath which allows the wheels to spin. The mighty frontal blade folds the Mesozoic cover of the Subalpine chains.

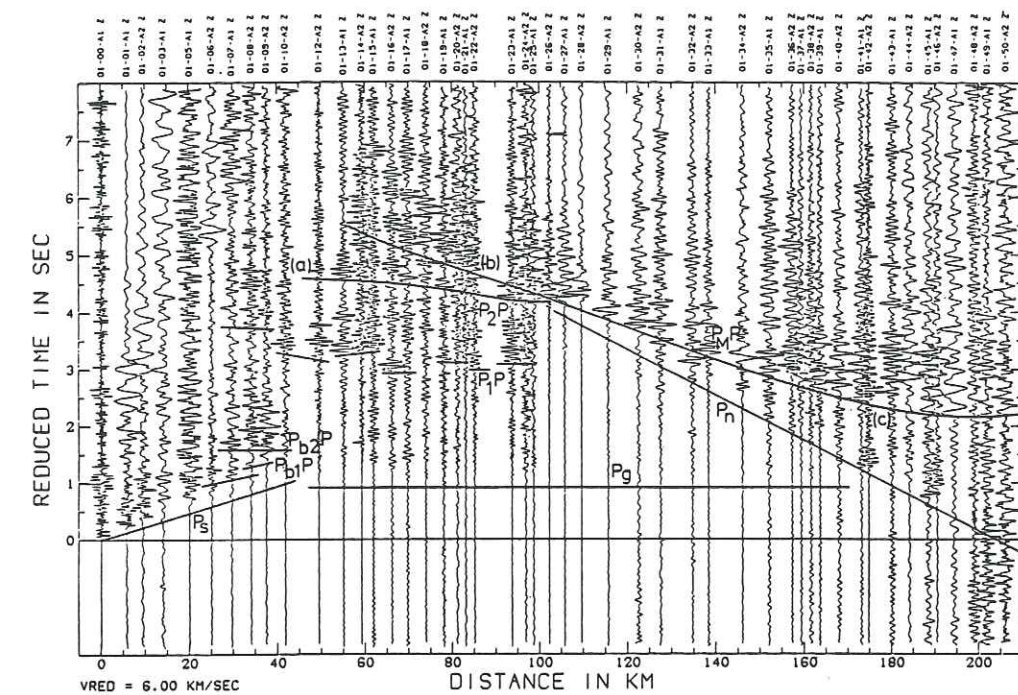


Fig. 3 - Seismic record-section for the ALP75 westernmost segment (shotpoint MRV on the map fig. 2). P1P waves, reflected from an intracrustal discontinuity, are delayed by about 2 s because of their travelling through a low-velocity zone. After THOUVENOT & PERRIER (1981).

#### THE FLAKING OF THE EUROPEAN LITHOSPHERE

Looking back to fig. 4, the Ivrea body is represented on the right-hand side of the cross-section in its usual position: an intrusion of anomalous mantle gets to the surface

in the region of Lanzo. This interpretation was worked out gravimetrically by several authors (e.g. KAMINSKI & MENZEL, 1968). However, it is interesting to note that observed Bouguer gravity profiles across the western Alps show a systematical break in their rising part. The gravity minimum, east

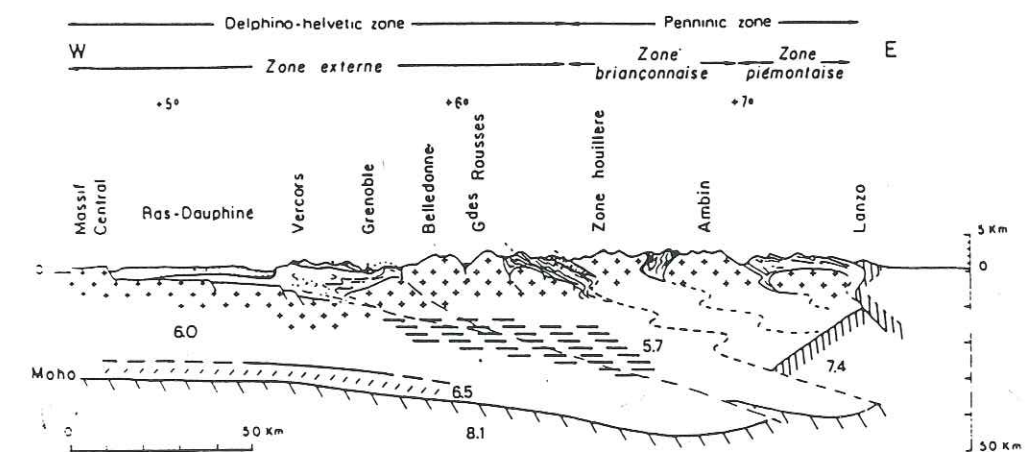


Fig. 4 - Deep structure of the western Alps: a possible cross-section (MÉNARD, 1979) in the latitude of Grenoble.



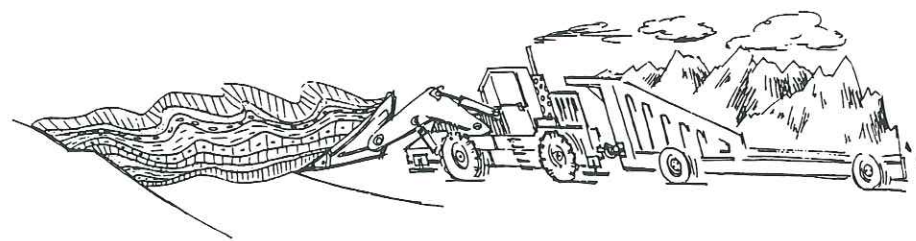


Fig. 5 - Crustal overthrust in the western Alps: an artist's vision (H. Richelet, Paris). After THOUVENOT (1981).

of the crystalline massifs, is followed first by a weak positive gradient, then by a strong positive slope; the breakpoint in question occurs some 25 km west of the Sesia-Lanzo massif. The part of the gravity curve with a weak positive gradient is usually accounted for an anomalous high density upper crust forming a kind of beak extending the Ivrea body to the west.

An alternative model would be to split up the Ivrea body in several mantle units, which implies a flaking of the European lithosphere (MÉNARD & THOUVENOT, 1984). This working hypothesis is exposed in a speculative NW-SE cross-section running through the Mont Blanc massif (fig. 6). The overthrust of the external crystalline massifs is extended a depth and joined to the bottom of a lower unit of mantle. This unit belongs to a lithospheric flake, with the Subalpine «autochthonous» lithosphere underneath. A similar process occurs for the upper unit of the Ivrea body: its bottom is on the prolongation of the frontal Pennine thrust, which forms another lithospheric flake. The top of the upper mantle unit is fixed to 6-11 km by deep seismic sounding data. It is therefore necessary to introduce an upper mantle sur-

face unit which crops out in the Lanzo, Riva and Baldissero massifs. In such an interpretation, two major thrusts are taking shape: the overthrust of the external crystalline massifs and the frontal Pennine thrust would be two key features for the orogenesis of the western Alps.

This schematic cross-section can be further modelled to improve the fit to observed gravity data (next Section) but, of course, any fit does not imply that we are facing the proper solution. It only shows that the arrived at model cannot be dismissed at once! Indeed the backbone of this cross-section is to integrate within a plausible tectonic scheme most geophysical results concerning the Ivrea body: seismics (LABROUSTE, CHOUDHURY & PERRIER, 1963; ANSORGE, 1968; BERCKHEMER, 1968; GIESE, 1968), gravity (KAMINSKI & MENZEL, 1968; LANZA, 1975; KISSLING, 1980) and magnetism (ALBERT, 1974; FROIDEVAUX & GUILLAUME, 1979; LANZA, 1982).

If a crustal flaking can probably be put forward wherever a chain is built by collision processes, the share of the upper mantle in such a mechanism seems to be an original feature of the western Alps. One can further

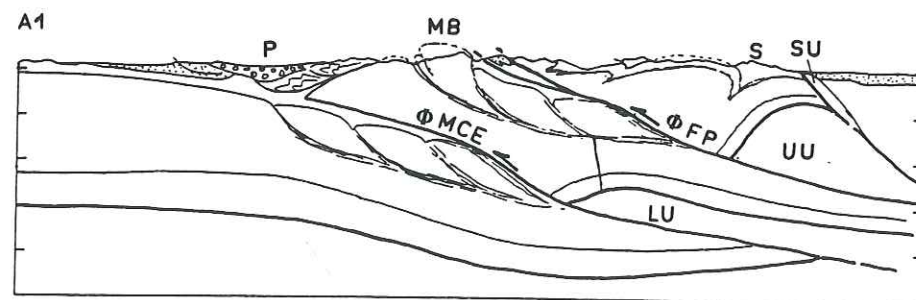


Fig. 6 - Lithospheric flaking of the European lithosphere (MÉNARD & THOUVENOT, 1984). Schematic NW-SE section across the Mont Blanc massif. P = Prealps; MB = Mont Blanc; S = Sesia zone; SU = surface unit (of the Ivrea body); UU = upper unit; LU = lower unit; ΦMCE = overthrust of the external crystalline massifs; ΦFP = frontal Pennine thrust.

speculate on the origin of this lithospheric flaking (MÉNARD & THOUVENOT, 1984). An element of solution would be the formation of lenticular structures in the mantle during the Liassic rifting. The opening of the Tethys could have occurred through a crustal stripping of the upper mantle and the present state, with this lithospheric flaking, would only reflect the weakness of the European crust along two zones affected by listric faulting. MATTAUER (1983) proposed a similar mechanism of crust-mantle décollement to explain Himalayan crustal overthrusts.

new constraints which very often ruin the model instead of strengthening it. This is more or less what happened with the 1982 teleseismic experiment: a temporary network of 15 triggered seismic stations was deployed along a W-E traverse of the western Alps from Grenoble to Susa, and operated during approximately two months (POUPINET *et alii*, 1984). Several teleseismic events were recorded, mainly from the NE azimuthal quadrant (North-Western Pacific). The coherence of the first arches of the signal, from one station to another, made it easy to correlate arrival times (fig. 7).

After careful corrections for differences in epicentral distances and for topographic effects, these arrival times still exhibit strong unexpected variations if referred to a «normal» arrival time. Projecting the stations on the N125 axis, which is perpendicular to the local strike of the western Alps, a systematic offset is observed across the limit between the external zone (crystalline massifs and Dauphino-Helvetian zone) and the Penninic

#### A LITHOSPHERIC CONTRAST BENEATH THE ALPS

As exposed in the Introduction, any model, however satisfactory it may be, cannot be considered as definitive. To tell the truth, any additional experiment lays down

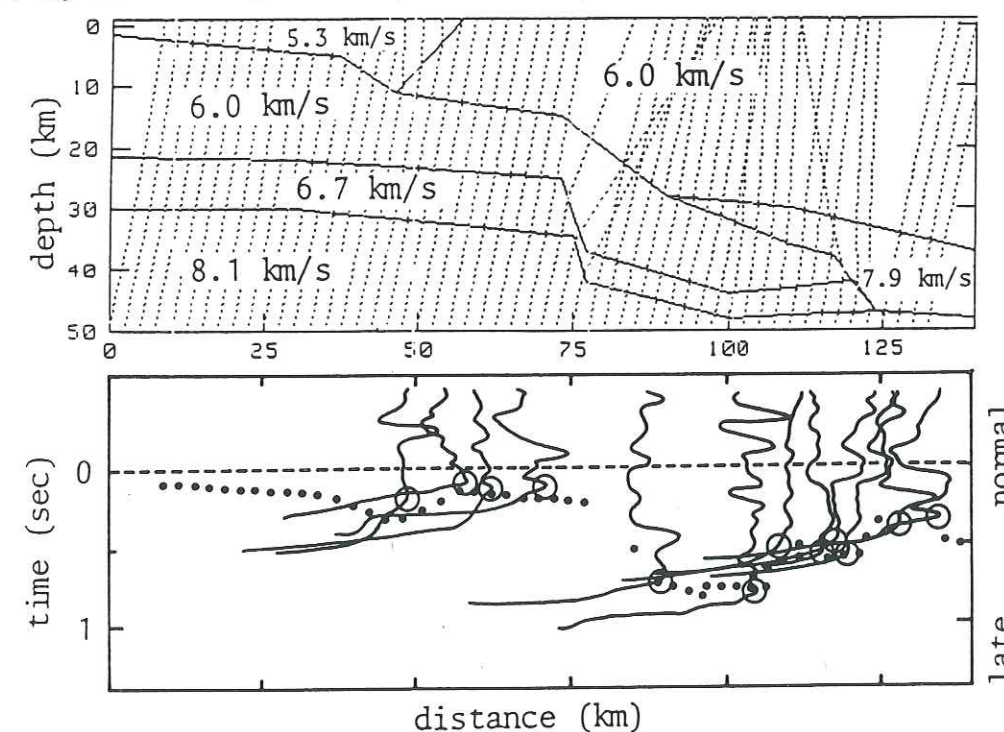


Fig. 7 - Teleseismic arrivals (Aleutian Islands event) along a N125 cross-section of the western Alps running through Belledonne. Teleseismic signals are represented with a very high amplification, which explains the apparent noise level prior to the teleseismic arrivals. Only first deviations are plotted. Open circles = observed arrival times; full circles = calculated times for the raytracing model shown above. An important Moho offset can explain a sudden jump in arrival times in the sub-Briançonnais zone. After HIRN *et alii* (1984) and POUPINET *et alii* (1984).



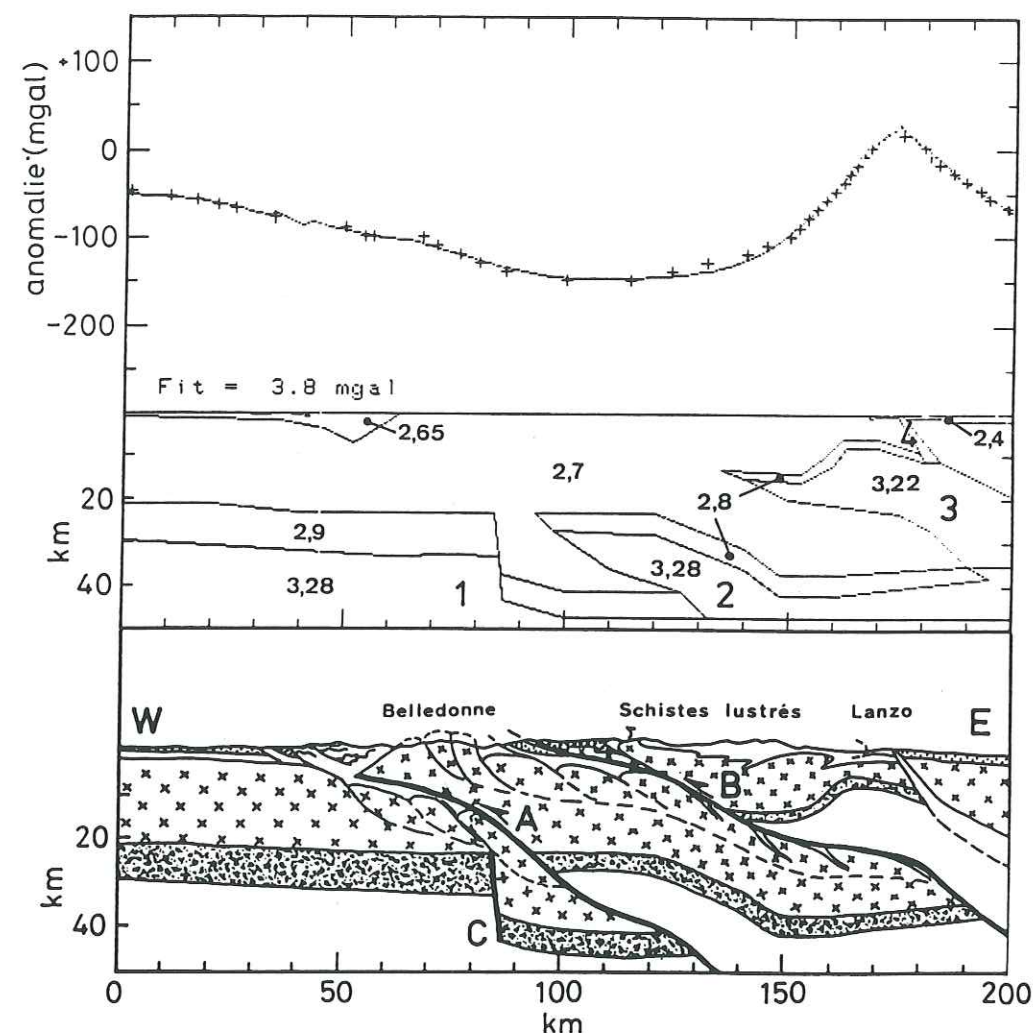


Fig. 8 - Belledonne cross-section: structural interpretative model (lower part), gravimetric model (middle) with densities in  $\text{g cm}^{-3}$  and calculated gravity profile (upper part) compared to observed gravity data (crosses). After MÉNARD & THOUVENOT (1984).

zone (Briançonnais unit). Stations in Briançonnais are about 0.5 s late when compared to stations in the Belledonne massif.

The sharpness of the variation, which occurs between two stations 15 km apart, is similar to what happens underneath the Pyrenees across the north Pyrenean fault (HIRN *et alii*, 1984). Part of this anomaly might be explained by supposing that the crust on either side differs in average velocity and composition or that mantle velocities are different. However, the sharpness of the variation makes it easier to interpret it as a Moho offset. We held this version in the ray-tracing presented in fig. 7 where travel-times

computed along teleseismic rays are compared to observed arrivals. Even if this Moho step is as yet conjectural, this brings nevertheless into question the hitherto assumed smoothness of the Moho in our model, at least under Belledonne.

Fig. 8 is an ultimate modification of the model to incorporate this last constraint. The fit of calculated gravity anomalies to the observed Bouguer profile is shown to be reasonable. Note that no difference in the mantle density has been introduced: this was a deliberate choice to do so and a whole fan of gravimetric models can of course be constructed if a density variation is allowed.

## PENDING TECTONIC PROBLEMS

We hope to have made it clear, all through this paper, which was the part of tectonic apriorisms in the construction of our cross-sections. As already stressed, however fascinating such models may be, nothing can replace reliable field experiments which should now be specially designed to solve peculiar problems.

This is the case for the mapping of eventual deep accidents under the Alps, of the lithospheric flaking and of the geometry of the Ivrea body (or bodies?). The Penninic zone is therefore a potential test site where we should be able to detect hitherto retained informations on the Alpine orogenesis. The extension of the Ivrea body to the north along the Swiss-Italian Alps, its vanishing to the south are so many three-dimensional moot points.

Other local tectonic problems can also be alluded to. We will restrict ourselves to two examples only. We first consider the so-called Vocotian chains which, between the Drôme River and the Durance River, form a good deal of the southern Subalpine chains. The thickness of marly calcareous sediments is due to the deep Vocotian trough which subsided during the Lower Cretaceous. A comparison between a gravity map and a Moho contour map shows something puzzling in this area: no exceptional Bouguer anomaly is detected, although the ante-Triassic basement is quite deep — 7 km according to MÉNARD (1980) — and the Moho reaches a depth of more than 40 km. This kind of enigma is a clue to a poor knowledge of the crustal structure in some parts of the western Alps.

Finally, the autochthony or allochthony of small crystalline units — as well as the one of the main massifs — is not yet well understood. It will be difficult to go deeper into crustal details if the basement is not properly mapped. For instance, not to mention the exact position of the Subalpine basement ahead of Belledonne and Aiguilles Rouges, the significance of crystalline outcrops such as Grand Chatelard should be sought. More generally speaking, the problem is linked to the determination of the dip of the basement from the external crystalline massifs towards the Briançonnais zone. What happens to the basement between the same massifs, in areas

such as Valais or Embrunais through where Penninic nappes seem to have been disgorged, is still another problem.

## CONCLUSION

We presented, along transverse cross-sections of the western Alps, the evolution of a deep tectonics model which, hopefully, could be of some use to surface geologists. This model is shown not to be set at the moment by the sole geophysical data and the share of tectonic apriorisms is undeniable in it. However, even if this model does not answer any question, even if crustal overthrusts, lithospheric flaking and deep-seated Moho accidents are still conjectural, several features are emerging: the crust of the north-western margin of the French-Italian Alps consists of several «layers» with clear reflections from their boundaries; this Subalpine crust dips eastwards at about  $30^\circ$  as can be seen from its basement, its intracrustal discontinuity and its Moho; further east, the Alpine crust appears to be unstructured, with no sharp seismic discontinuities, but it presents a low-velocity zone at a depth ranging from 10 to 20 km approximately.

Finally, recent seismic experiments show that a smooth Moho model may be a wrong picture: if this proves true, the deep structure of the Alps would more resemble a patchwork of lithospheric segments than it does now.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This paper brings together geophysical studies and tectonic ideas which have been developed in I.R.I.G.M. Grenoble for the last ten years. The author is therefore very indebted to several contributors, mainly: Gilles Ménard, Guy Perrier, Georges Poupinet and Pierre Vialon, without whom most of these results would never have dawned.

## NOTE ADDED IN PROOF

Further seismic investigations have taken place in the French-Italian Alps since this paper was submitted, which makes it slightly obsolete. Last in date, preliminary experiments to the ECORS-CROP project revealed the complexity of the inner zones and allowed a mapping of a deep-seated body. Extending westwards to the Briançonnais zone, this body corroborates the existence of the lithospheric flaking introduced in our model.

Manoscritto consegnato il 2 gennaio 1985.  
Ultime bozze restituite il 22 giugno 1987.



## REFERENCES

- ALBERT G. (1974) - *Die magnetische Anomalie der Ivrea-Zone*. J. Geophys., 40, 283-301.
- ALPINE EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP, REPORTER: H. MILLER (1976) - *A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975 - I: First results*. Pure appl. Geophys., 114, 1109-1130.
- ANSORGE J. (1968) - *Die Struktur der Erdkruste an der Westflanke der Zone von Ivrea*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 48, 247-254.
- BERCKHEMER H. (1968) - *Topographie des Ivrea-Körpers, abgeleitet aus seismischen und gravimetrischen Daten*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 48, 235-246.
- CHOUDHURY M., GIESE P. & DE VISINTINI G. (1971) - *Crustal structure of the Alps: some general features from explosion seismology*. Boll. Geofis. teor. appl., 13, 211-240.
- CLOSS H. & LABROUSTE Y. (1963) - *Recherches sismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960*. Mémoire coll., Année Géophys. Int., 12 (2), 241 p. CNRS, Paris.
- FROIDEVAUX P. & GUILLAUME A. (1979) - *Contribution à l'analyse structurale des Alpes liguro-piémontaises par l'étude du champ magnétique terrestre*. Tectonophysics, 54, 139-157.
- FUCHS K., MÜLLER S., PETERSCHMITT E., ROTHÉ J.-P., STEIN A. & STROBACH K. (1963) - *Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionsseismischen Messungen*. Beitr. Geophys., 72, 149-169.
- GIESE P. (1968) - *Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 48, 261-284.
- GIESE P. & PRODEHL C. (1976) - *Main features of crustal structure in the Alps*. In «Explosion Seismology in Central Europe», ed. P. Giese, C. Prodehl & A. Stein, 347-375, Springer, Heidelberg-Berlin-New York.
- HIRN A., POUPINET G., WITTLINGER G., GALLART J. & THOUVENOT F. (1984) - *Teleseismic prospecting of lithospheric contrasts beneath the Pyrenees and Alps*. Nature, Lond., 308, 531-533.
- KAMINSKI W. & MENZEL H. (1968) - *Zur Deutung der Schwereanomalie des Ivrea-Körpers*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 48, 255-260.
- KISSLING E. (1980) - *Krustenaufbau und Isostasie in der Schweiz*. Diss. ETH, Zürich, 166 p.
- LABROUSTE Y., BALTENBERGER P., PERRIER G. & RECO M. (1968) - *Courbes d'égale profondeur de la surface de Mohorovicic dans le sud-est de la France*. C.R. Acad. Sci., Paris, 266, 1530-1533.
- LABROUSTE Y., CHOUDHURY M. & PERRIER G. (1963) - *Essai d'interprétation n° 2*. In «Recherches sismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960», ed. H. Clos & Y. Labrouste, Mém. coll., Année Géophys. Int., 12(2), 176-201, CNRS, Paris.
- LANZA R. (1975) - *Profili magnetici e di gravità nelle Alpi occidentali*. Riv. It. Geofisica, 11(2), 175-183.
- LANZA R. (1982) - *Models for interpretation of the magnetic anomaly of the Ivrea body*. Géol. Alp., 58, 85-94.
- MATTAUER M. (1984) - *Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne*. C.R. Acad. Sci., Paris, 296, 481-486.
- MÉNARD G. (1979) - *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France; essai d'utilisation des données géophysiques*. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 178 p.
- MÉNARD G. (1980) - *Profondeur du socle anté-triasique dans le sud-est de la France*. C.R. Acad. Sci., Paris, 290, 299-302.
- MÉNARD G. & THOUVENOT F. (1984) - *Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes Occidentales: arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea*. Bull. Soc. géol. Fr., 5, 147-156.
- MILLER H., MÜLLER S. & PERRIER G. (1982) - *Structure and dynamics of the Alps - a geophysical inventory*. In «Alpine Mediterranean Geodynamics», Geodynamics Series, 7, Am. Geophys. Un., 175-203.
- NIGGLI E. (1946) - *Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea*. Ecl. géol. Helv., 39, 211-220.
- PERRIER G. (1973) - *Structure profonde des Alpes occidentales et du Massif Central français*. Thèse Etat, Paris.
- PERRIER G. (1979) - *La structure des Alpes occidentales déduite des données géophysiques*. Ecl. géol. Helv., 73, 407-424.
- PERRIER G. & VIALON P. (1980) - *Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France; implications géodynamiques*. Géol. Alp., 56, 13-20.
- POUPINET G., THOUVENOT F., HIRN A., WITTLINGER G. & TOMASSINO A. (1984) - *A teleseismic profile on a transverse section of the Western Alps between Grenoble and Susa*. Beitr. Geophys., in the press.
- THOUVENOT F. (1981) - *Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques: implications géodynamiques pour les Alpes occidentales*. Thèse Ing., Grenoble.
- THOUVENOT F. & PERRIER G. (1981) - *Seismic evidence of a crustal overthrust in the Western Alps*. Pure appl. Geophys., 119, 163-184.
- VIALON P. (1974) - *Les déformations «synschisteuses» superposées en Dauphiné - Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin - Conséquences pétrostructurales*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 54, 663-690.

## CHAPITRE 3

## LE PROFIL ECORS-CROP ALPES

## 1. INTRODUCTION

**1.1. Les programmes Ecors et Crop.** - Pendant plusieurs décennies, la théorie de la tectonique des plaques s'est fondée puis développée grâce aux campagnes océanographiques. Bien que la structure profonde des continents - et tout particulièrement celle de la chaîne alpine - ait fait l'objet d'expériences très précoces dès les années cinquante, il a fallu attendre une vingtaine d'années avant que la sismique réflexion de type industriel ne puisse être adaptée à l'étude de la croûte continentale profonde. Les images spectaculaires (Fowler & Waters, 1975; Oliver *et al.*, 1976; Smithson *et al.*, 1979) obtenues en vibrosismique aux États-Unis par le Consortium for Continental Reflection Profiling (COCORP) ont favorisé l'émergence en France du programme d'Étude continentale et océanique par réflexion et réfraction sismiques (Ecors) en 1982, et du programme Crosta Profonda (Crop) en Italie trois ans plus tard.

De 1983 à 1986, Ecors avait déjà couvert plus de 3 000 km de profils : le profil Nord de la France, qui recoupait la partie externe de la chaîne hercynienne ; les profils marins SWAT et WAM, en coopération avec le British Institutions Reflection Profiling Syndicate (BIRPS), qui étendaient à la Manche et à la marge atlantique l'étude des chevauchements les plus externes de cette même chaîne ; le profil Golfe de Gascogne ; le profil Pyrénées, en coopération avec les Espagnols.

Avec ce dernier profil en 1985-1986, puis le profil Alpes en 1986-1987, Ecors s'attaquait à des croûtes continentales surépaissies qui n'avaient plus rien à voir, en termes de réflectivité et d'atténuation, avec les croûtes continentales amincies ou « normales » étudiées précédemment. Dès le lancement du programme, les Alpes avaient été retenues comme une cible potentielle pour un ou plusieurs profils (IFP & Inag, 1982), notamment un tracé NW-SE Mâcon-Moùtiers et un tracé ouest-est Ardèche-plaine du Pô (fig. 1.1). Clairement, une coopération franco-italienne s'imposait, de façon à recouper l'orogène dans sa totalité, depuis la marge européenne jusqu'au cœur de la microplaque Adriatique. À la même époque démarrait en Suisse le programme PNR/NFP-20 (Programme national de recherche/Nationales Forschungsprogramm) qui avait des objectifs similaires, dans l'Est puis dans le Sud de la Suisse (Finckh *et al.*, 1987).



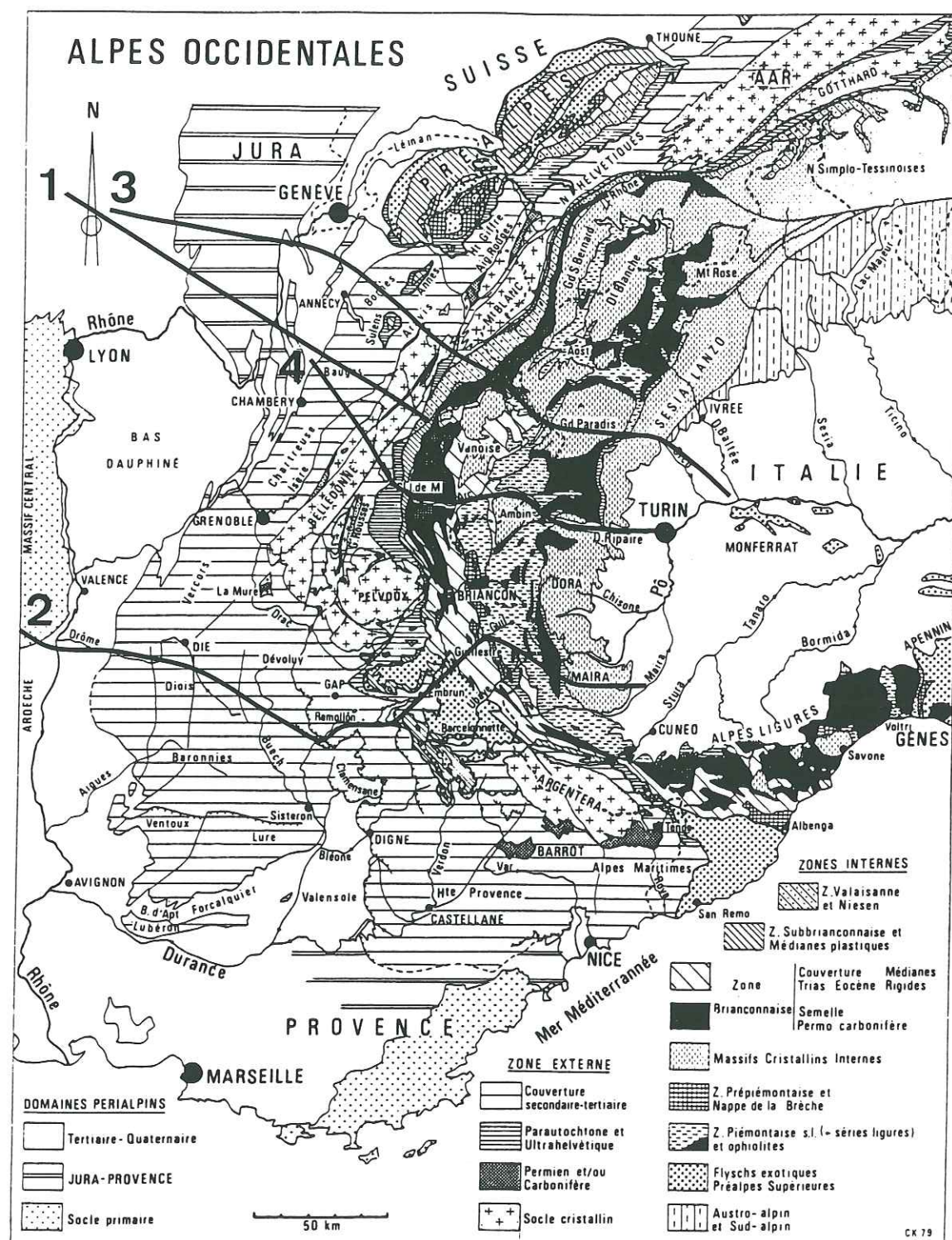


FIG. 1.1. — Carte géologique schématique des Alpes occidentales. 1 = Profil Mâcon-Moutiers ; 2 = Profil Ardèche-Plaine du Pô ; 3 = Profil Ecors-Crop Alpes ; 4 = Variante sud du profil Ecors-Crop Alpes. D'après DEBELMAS & KERCKHOVE, 1980 (modifié).

**1.2. Intérêt d'un profil au travers des Alpes.** – Comprendre le mécanisme de collision qui entre en jeu lorsque deux plaques lithosphériques se rencontrent n'est pas trivial. On peut imaginer que le raccourcissement observé et l'épaississement crustal et lithosphérique correspondant se produisent à la faveur d'un englobement vertical au centre de la chaîne (*Verschluckung*), mécanisme principalement invoqué jusqu'à une époque récente dans les Alpes centrales. À cette subduction verticale symétrique – à laquelle nous n'avons personnellement jamais cru – s'opposent des mécanismes de subduction, nécessairement asymétriques : ceux-ci peuvent se produire soit avec un décollement de la croûte de la plaque subduite au niveau du Moho (celui-ci demeurant alors « lisse »), soit avec de multiples chevauchements recoupant la limite croûte-manteau (Moho « cassant »). On peut enfin envisager un mécanisme d'imbrication d'une lithosphère dans une autre telles que les « figures de crocodiles » observées sur certains profils sismiques peuvent parfois le suggérer. Ce dernier scénario suggère un décollement au sein de l'une des deux croûtes, vraisemblablement au toit de la croûte inférieure (Mugnier *et al.*, 1990).

Dès 1984, nous avons suggéré (Ménard & Thouvenot, 1984) que les Alpes occidentales étaient le résultat d'un écaillage « lithosphérique » impliquant des écailles de manteau (cf. chap. 2). Ce point de vue était un peu différent de celui de Mattauer (1983 et 1986) qui, par analogie avec les prismes d'accrétion sédimentaires en avant des zones de subduction, forgea le terme de « prisme d'accrétion crustal », prisme dans lequel s'empilent les matériaux uniquement crustaux de la lithosphère européenne. Si l'opinion générale, avant la réalisation du profil Ecors-Crop Alpes, était en faveur d'une subduction de la plaque Eurasie sous la microplaque Adriatique (vers l'est dans les Alpes occidentales, et vers le sud dans les Alpes centrales), le taux de raccourcissement était mal connu. Or celui-ci est en partie contraint par la géométrie de la subduction : la plaque subduite atteint-elle les soubassements de la plaine du Pô, ou ne dépasse-t-elle pas la ligne insubrienne ?

Même si l'éclogitisation probable d'une partie de la croûte subduite camoufle celle-ci en profondeur, on pouvait donc espérer beaucoup d'un profil sismique au travers des Alpes, en particulier pour détailler la géométrie du prisme d'accrétion. La prise en compte de l'ancienne marge passive de l'Eurasie était aussi indispensable : le rifting lié à l'ouverture de l'océan alpin y a formé des failles listriques qui ont vraisemblablement rejoué en chevauchement lors de la collision.

Enfin, plus à l'est, on attendait d'un tel profil la localisation de la suture avec la microplaque Adriatique. La plupart des auteurs s'accordent pour la situer sur le rebord oriental des affleurements ophiolitiques (par exemple le massif péridotitique de Lanzo ou les écaïlles de Viù-Locana) qui marquent l'ancien océan alpin. Dans ces conditions, le massif de Sesia, situé plus à l'est, aurait une origine « africaine » – qualificatif abusif mais très fréquemment utilisé. Une autre possibilité est de faire passer la suture sur le rebord est de ce massif, le long de la ligne insubrienne, faisant alors de Sesia un fragment de la marge européenne. Cette hypothèse repose sur le fait que Sesia a subi un métamorphisme éclogitique alpin et aurait donc logiquement été engagé dans la subduction avant d'être exhumé.

Le choix d'un profil nord se rapprochant du tracé Mâcon-Moûtiers initialement proposé en 1982 s'est rapidement imposé pour plusieurs raisons. D'abord parce que la



partie nord des Alpes occidentales semble correspondre à une zone de collision frontale et présenter un certain cylindrisme comprenant les principales unités alpines. En outre, on y observe toutes les structures d'une chaîne de collision (extension sur la marge passive, collision continentale dans les zones internes, avec une croûte inférieure et du manteau supérieur anormal exposés en surface). Le profil sud, qui recoupait la chaîne moins perpendiculairement sans en échantillonner toutes les unités, était situé dans une zone où d'importants décrochements se sont vraisemblablement produits. On pouvait donc en attendre plus de difficultés au niveau de l'interprétation.

Dès le lancement du projet en 1985, il était prévu de prolonger la partie strictement alpine du profil nord (programmée pour 1986 du Rhône à la plaine du Pô) par une jonction avec le Massif central à travers le Jura et la Bresse (1987). Sur le profil nord subsistaient deux options de traversée de la chaîne (fig. 1.1) : soit par la Maurienne, le col du Mont-Cenis et le val de Suse, soit par la Tarentaise, le col de la Galise et le val d'Orco. Le premier tracé permettait de recouper le massif péridotitique de Lanzo, mais, en haute Maurienne, présentait aussi le désavantage de prendre en écharpe certaines unités sur de grandes longueurs. Le second traversait le massif cristallin interne du Grand-Paradis, les écaïlles de Viuz-Locana, le massif de Sesia, la ligne insubrienne et, quoique sur quelques kilomètres seulement, la zone d'Ivrée. Il pouvait donc permettre d'identifier l'origine du massif de Sesia. Plus court que le précédent, il était aussi beaucoup plus facile à réaliser d'un point de vue technique, et c'est lui qui a finalement été retenu.

**1.3. Le profil de sismique réflexion verticale.** – D'une longueur totale de 320 km, le profil de sismique réflexion verticale était composé de six tronçons : Bresse (qui débutait dans le Massif central), Jura, Alp 2 (du Rhône au massif des Bornes), Alp 1 (des Bornes à Val-d'Isère), Vanoise, et Alpi 1 du col de la Galise (frontière franco-italienne) à une quarantaine de kilomètres au nord-est de Turin. Une implantation régulière de tirs le long du profil n'étant envisageable que très localement, l'utilisation d'une source vibratoire s'est vite imposée, d'autant plus que – Jura et Vanoise mis à part –, l'itinéraire retenu suivait des chemins carrossables. Des tirs à l'explosif avec des charges relativement fortes (jusqu'à 300 kg) tous les 30 km ont aussi été réalisés le long d'Alpi 1 et sur la partie alpine proprement dite d'Alp 1, là où les objectifs étaient les plus profonds. La Compagnie générale de géophysique (CGG) en France et l'Osservatorio Geofisico Sperimentale (OGS–Petty-Ray) en Italie étaient chargés de l'acquisition et du traitement (Damotte *et al.*, 1990). Les tronçons Alp 1, Alpi 1 et Alp 2 ont été réalisés dès 1986, les trois autres tronçons en 1987.

Jura et Vanoise exceptés – où de l'explosif a été utilisé –, le profil a donc été réalisé en vibrosismique. Tant en France qu'en Italie, la source était composée de 5 vibrateurs de 13,5 tonnes qui effectuaient de 2 à 4 vibrations tous les 20 m, avec une durée de balayage de 50 s (30 s pour Bresse) et un « balayage montant », de 10 à 40 Hz. Le dispositif d'écoute avait une longueur d'environ 10 km, avec 120 ou 192 traces espacées de 80 ou 60 m. L'écoute durait 14 s au-delà de la fin du balayage, ce qui fournissait des enregistrements de 64 s. Chaque trace, correspondant à la sommation de 18 ou 24 géophones plantés tous les 4 m, était échantillonnée avec un pas de 4 ms. Le dispositif progressait à raison de 3 à 4 km par jour.

Le traitement standard demandé à CGG et à OGS consistait en des sommations totales en couverture multiple, des sommations partielles prenant en compte les traces proches ou les traces lointaines, et des migrations par équation d'ondes après sommation (Damotte *et al.*, 1990). Les sections obtenues atteignent 25 s temps double. Certaines données ont également subi des traitements complémentaires – parfois plusieurs années plus tard – notamment à l'Institut français du pétrole (IFP), à l'Observatoire de Grenoble (notamment Nicollin [1989] et Sénéchal [1991]), à l'Istituto di Miniere e Geofisica Applicata (IMGA) de Trieste et à l'École et observatoire de physique du Globe (EOPG) de Strasbourg.

**1.4. La campagne préliminaire de sismique grand-angle.** – Alors même que le choix définitif du tracé n'était pas encore fait, le profil Ecors-Crop Alpes débutait par une campagne préliminaire de sismique réflexion grand-angle (1985). Celle-ci avait pour but principal de tester la réflectivité du Moho dans un domaine géographique aussi vaste que possible s'étendant des chaînes subalpines à la plaine du Pô (fig. 1.2). Cinq points de tir ont été utilisés à cet effet (3 en France et 2 en Italie), avec des charges d'une tonne en chaque endroit. Ces tirs étaient disposés selon une transversale WSW–ENE qui allait du sud de Grenoble à Turin. Les trois tirs français (A, B et C) devaient permettre de suivre l'enfoncement du Moho du domaine externe au domaine interne, les emplacements étant principalement retenus en fonction de contraintes techniques ; le tir D, dans le massif de Sesia-Lanzo, avait pour but d'étudier plus particulièrement le toit du corps d'Ivrée ; le point de tir LW, au sud de Turin, qui avait déjà été utilisé avec succès en 1983 au cours du programme European GeoTraverse (EGT), devait permettre d'étudier le Moho sous la bordure occidentale de la plaine du Pô.

Soixante-dix appareils autonomes ont été déployés sur l'ensemble de la zone étudiée lors d'une campagne d'une dizaine de jours. Certains profils, longitudinaux aux structures, permettaient de contrôler la structure moyenne de la croûte dans les différentes unités. Mais l'originalité de l'expérience reposait essentiellement sur onze profils en éventail qui avaient la particularité d'être situés au voisinage de la distance critique pour la réflexion sur le Moho, au nord et au sud des cinq points de tir. (Le tir LW a été enregistré sur deux éventails nord et un éventail sud.)

Cette technique – finalement peu coûteuse lorsqu'on considère le nombre de points de réflexion atteints – venait d'être employée avec succès dans les Pyrénées (Hirn *et al.*, 1980), l'Himalaya (Hirn *et al.*, 1984) et le bassin de Paris (Hirn *et al.*, 1987) pour cartographier le Moho sur de longues distances. Si l'on observe l'onde  $P_M P$  réfléchi sur le Moho au voisinage de la distance critique (distance à partir de laquelle la réflexion sur le Moho est totale), l'amplitude est considérablement renforcée. La position et la forme du pic d'amplitude dépendent non seulement du modèle de vitesse, mais aussi de la fréquence moyenne de l'onde réfléchi observée (Cerveny *et al.*, 1977) : à basse fréquence, le pic d'amplitude est repoussé vers des distances épacentrales plus élevées, tandis qu'il s'élargit en s'affaissant (fig. 1.3).

Pour une fréquence moyenne de 10 Hz pour l'onde  $P$  réfléchi, une distance raisonnable pour observer l'onde  $P_M P$  est d'environ trois fois l'épaisseur de la croûte. À cette distance, l'amplitude de l'onde directe et l'amplitude de l'onde conique réfractée dans le manteau supérieur sont bien inférieures à celle de l'onde réfléchi. Même si un



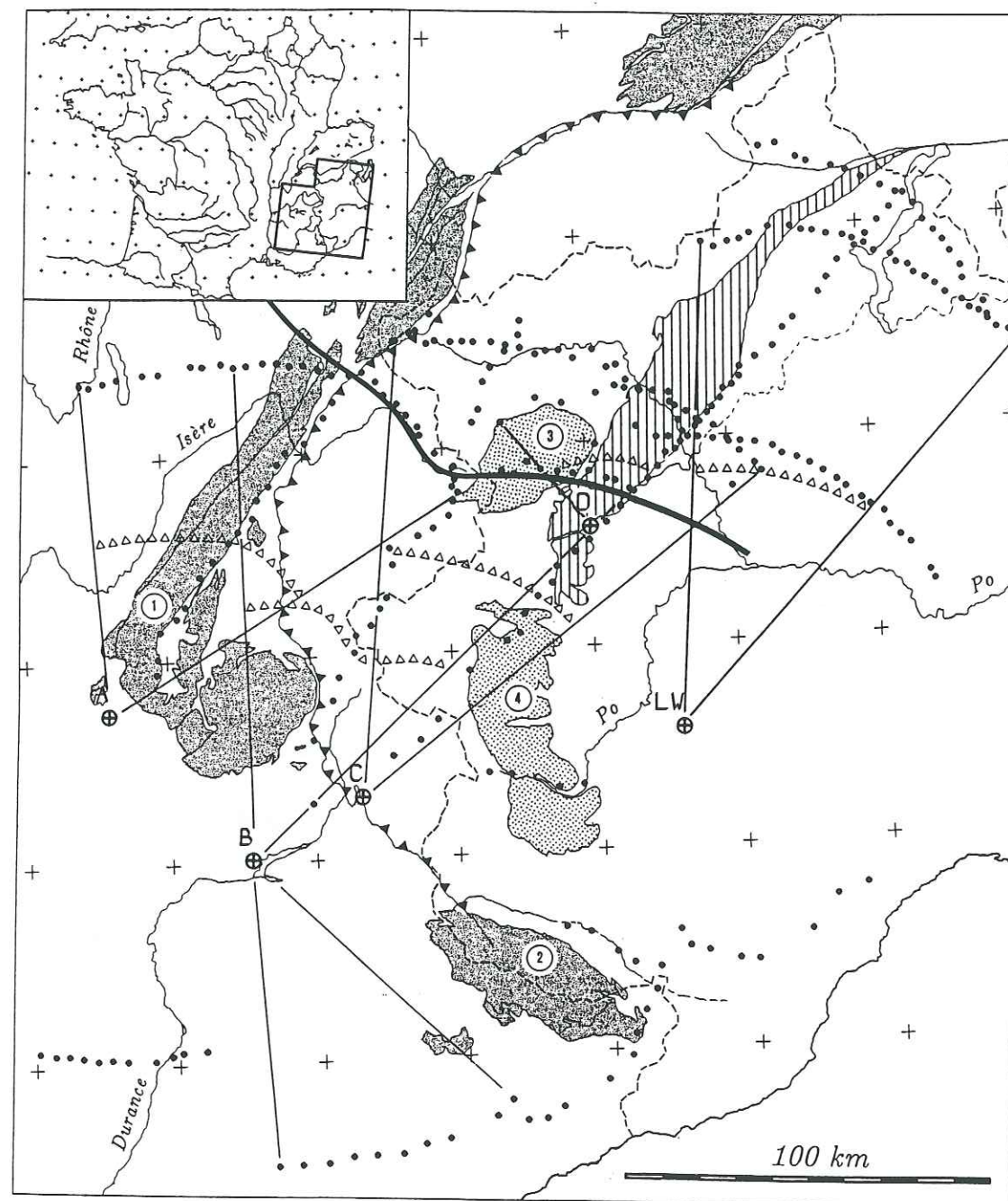


FIG. 1.2. — Carte de position de l'expérience de sismique réflexion grand-angle. Cinq tirs ont été enregistrés par des stations (points noirs) alignées en profils longitudinaux et en éventails. Les triangles indiquent les points de réflexion pour les 5 éventails nord utilisés pour construire la FIG. 1.4. Grisé = Massifs cristallins externes (1 = Belledonne; 2 = Mercantour). Pointillés = Massifs cristallins internes (3 = Grand-Paradis; 4 = Dora-Maira). Hachures = massif de Sesia. Le chevauchement pennique frontal est identifié par des triangles noirs. Le trait épais correspond au tracé du profil de sismique réflexion verticale.

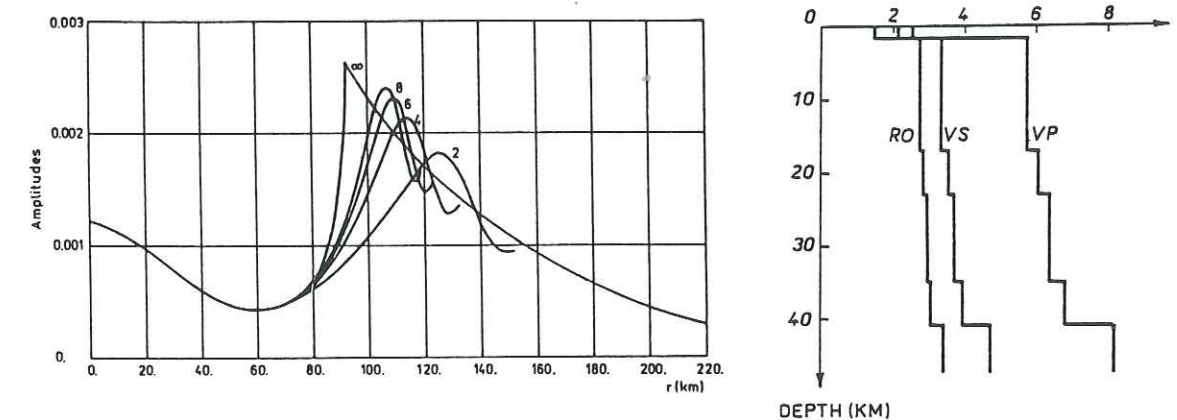


FIG. 1.3. — Courbes amplitude-distance de l'onde réfléchie sur le Moho pour le modèle de croûte représenté à droite. Cinq cas sont envisagés : fréquence infinie, 8 Hz, 6 Hz, 4 Hz et 2 Hz D'après CERVENY *et al.*, 1977.

bruit de fond important noie l'onde directe et sa coda, la phase  $P_M P$  est suffisamment énergétique pour être facilement observable.

Les données de sismique réflexion grand-angle ont été traitées à l'IPG de Paris, à l'Observatoire de Grenoble et à l'Istituto per la Geofisica della Litosfera (IGL) de Milan. Pour chaque éventail, le traitement visait principalement à obtenir une coupe profondeur directement utilisable pour l'interprétation, donc en appliquant à chaque enregistrement une correction dynamique prenant en compte la distance tir-station.

## 2. PREMIERS RÉSULTATS DU PROFIL DE SISMIQUE RÉFLEXION VERTICALE

[BAYER, R., CAZES, M., DAL PIAZ, G.V., DAMOTTE, B., ELTER, G., GOSSO, G., HIRN, A., LANZA, R., LOMBARDO, B., MUGNIER, J.-L., NICOLAS, A., NICOLICH, R., POLINO, R., ROURE, F., SACCHI, R., SCARASCIA, S., TABACCO, I., TAPPONNIER, P., TARDY, M., TAYLOR, M., THOUVENOT, F., TOREILLES, G. & VILLIEN, A. 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP), *C. r. Acad. Sci., Paris* **305**, 1461-1470.]



Tectonique/Tectonics  
(Sismologie/Seismology)

## Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP)

Roger BAYER, Michel CAZES, Giorgio Vittorio DAL PIAZ, Bernard DAMOTTE, Giulio ELTER, Guido GOSSO, Alfred HIRN, Roberto LANZA, Bruno LOMBARDO, Jean-Louis MUGNIER, Adolphe NICOLAS, Rinaldo NICOLICH, Riccardo POLINO, François ROURE, Rosalino SACCHI, Salvatore SCARASCIA, Ignazio TABACCO, Paul TAPPONNIER, Marc TARDY, Matthew TAYLOR, François THOUVENOT, Gérard TORREILLES et Alain VILLIEN

**Résumé** — Les premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale sont présentés à l'aide d'une coupe temps pointée. Les réflecteurs présentent un pendage dans la coupe temps d'environ 20° Est, soulignant l'existence de chevauchements lithosphériques majeurs issus de la collision récente et constituant un prisme d'accrétion crustal. La transparence des sutures internes et des zones de Sesia et d'Ivrée suggèrent la présence de structures redressées jusqu'à une douzaine de kilomètres.

### First results of a deep seismic profile through the western Alps (ECORS-CROP Program)

**Abstract** — A line-drawing summarizes the first results of a deep seismic profile through the western Alps. The main reflectors display an apparent 20° East dip, underlying major lithospheric thrusts produced by the recent collision and typical of a crustal accretion prism. The internal suture zones and the Sesia and Ivrea Units are transparent to 10-14 km, suggesting the presence of steep structures to that depth.

**Abridged English version** — The seismic profile described here is part of a transect 350 km long, extending from Tournus close to the Massif Central border to Monferrato (Pl. Ia). It crosses the Bresse graben, the Jura and Alps belts, and ends in the subsiding Po Plain. The profile section described here is the Alpine part extending from the Massif des Bornes to Monferrato; it is 240 km long and only a 10 km section across the French-Italian border remains to be completed in 1987, together with the Jura-Bresse profile.

**FIELD LAY-OUT AND PROCESSING.** — Multiple coverage vertical reflection profiling adapted from the industrial prospecting method in sedimentary basins has been developed as a tool for crustal investigations following the COCORP programme in the US. Through the Alps, explosives would have been preferred, but logistics prevented us from finding sufficiently uniform places suitable for use and vibrators had to be employed. A compromise was found between field and processing center efforts which would enable acquiring a data set from which subsequent penetration to exceptionally large depths could be retrieved. Eight very long sweeps, lasting 50 sec. each, were stacked in the field as a 64 sec. record per vibration point. Processing to 26 s TWT with a 9-32 HZ signal may later be extended as deep as 40 s TWT with 9-23 Hz. The same technique has been used on both the French and the Italian halves of the line. Technical parameters are summarized in the table (table des données techniques, sismique réflexion verticale). A limited number of shots of explosive charges were fired into the spreads. In Italy this resulted in a 1 to 3 fold coverage. In order to achieve a single coverage of the 60 km beginning just West of the border with offsets up to 30 km, three different shotpoints at 30 km intervals were used but with charges up to 225 kg. A preliminary operation of wide-angle seismic

Note présentée par Jean AUBOUIN.

refraction was completed in 1985, using 70 parameters and 5 charges of 1,000 kg. The reflectors from this experiment have also been reported on the line drawing (barbed lines in Plate I b). They are ascribed to Moho reflections but their precise location in the line drawing section cannot be ascertained because of the increasing lateral distance of these reflectors with respect to the plane of the section under consideration.

**DISCUSSION.** — The line drawing has led to two provisional structural interpretations (Pl. II a and b). They have common features pointing to seemingly reliable results, as well as divergences, i. e. unconstrained or still poorly constrained features. We note from West to East:

— Below the cover nappes of the Bornes massif, a transparent zone exists, passing beyond 7 sec. into a zone of parallel and closely spaced reflectors ascribed by reference to other ECORS traverses [2] to a layered lower crust. The transition to mantle would occur at 11-12 sec. The crustal unit, horizontal to the West, gently dips Eastward below Belledonne before disappearing. The general structure evokes a crustal (Pl. II b) or lithospheric (Pl. II a) thrust.

— The Penninic Front (FP) is marked by two strong reflectors with a 25° E apparent dip. They could emerge around 6 sec. into a mantle thrust overlying a layered crust.

— Easterly, some West dipping reflectors below the Vanoise could represent some back thrusting or the western flank of a large dome culminating in the Grand Paradis (GP). Possible mantle reflectors at 6-8 sec. below a layered crust are ascribed to a major lithospheric thrust.

— East of GP, a remarkably transparent zone to 8 sec. coincides with the Sesia and Ivrea units and with two suture zones of Viù-locana (the eastern border of ophiolites and thus of the Piedmont ocean) and of the Insubric Line (the eastern border of high pressure metamorphism and thus of alpine subduction). Steep structures characterizing these domains may explain the seismic transparency.

— Finally, below the Po Plain all structures dip eastward. West dipping inverse faults are observed in the sedimentary cover with a 30° dip on the time section which should be reduced due to its low seismic velocity. The results of the wide-angle operation point to Moho reflectors having a 20° E dip below a crust around 30 km thick.

Thus the preliminary results of the ECORS-CROP seismic profile indicate the existence of a crustal accretion prism below the Western Alps. Two (Pl. II b) or three (Pl. II a) lithospheric thrusts may be interpretatively envisaged. Incoming new data should make it possible to improve this initial image.

**INTRODUCTION.** — Après avoir réalisé dans les Pyrénées le premier profil en région montagneuse, le programme ECORS s'est associé au programme CROP (Italie) pour effectuer un profil sismique à travers les Alpes occidentales. C'est dans cette chaîne prestigieuse, longuement parcourue et décrite par les géologues que sont nés plusieurs des concepts majeurs des Sciences de la Terre. C'est aussi un ensemble géologique complet, si l'on ne restreint pas le système alpin occidental à la chaîne proprement dite et si l'on inclut les régions périphériques engagées dans son élaboration et affectées par ses effets, comme le graben bressan et le Jura.

Après une étude préliminaire du profil, une opération franco-italienne de sismique réflexion grand angle a été menée en 1985. Des opérations d'accompagnement (gravimétrie, levés géologiques de terrain) ont été réalisées en 1986 ou sont en cours.

**TRACE DU PROFIL.** — Le profil choisi s'étend de la bordure du Massif Central près de Tournus au Montferrat dans la plaine du Pô (pl. 1). Achevé, il totalisera presque 350 km. Le tronçon transalpin du Massif des Bornes au Montferrat long de 240 km a été réalisé



en 1986 à l'exception d'un segment frontalier d'environ 10 km, programmé pour l'été 1987.

Parmi les différents profils envisagés [1], on a retenu celui de la planche I car il recoupe une zone de collision continentale frontale aux structures franches et relativement cylindriques. Par ailleurs il offre la possibilité d'étudier l'ensemble d'une chaîne depuis les accidents distensifs liés au fonctionnement d'une marge passive, parfois conservés dans les domaines externes, jusqu'aux structures de la collision. Il traverse enfin dans la zone d'Ivrée une croûte continentale inférieure et le manteau sous-jacent. Il s'agit là d'un ensemble unique et fascinant, dont l'étude semblait adaptée à la technique mise en œuvre.

On discute ci-dessous de l'interprétation préliminaire du tronçon alpin *sensu stricto* allant du Petit Bornand jusqu'à Lamporo (Plaine du Pô) en Italie, en passant par les hautes vallées de l'Isère et de l'Orco.

**DONNÉES TECHNIQUES SUR LE PROFIL.** — La méthode de sismique réflexion verticale en couverture multiple utilisée pour la prospection industrielle des bassins sédimentaires a été adaptée à l'exploration de la croûte continentale par le programme COCORP aux États-Unis. L'utilisation de sources explosives aurait été souhaitable pour le profil transalpin mais des raisons logistiques ont amené à utiliser comme source un groupe de cinq vibreurs lourds. Afin de conserver la possibilité d'étude des zones très profondes tout en ménageant l'effort financier, des vibrations de très longue durée, 50 s, ont été effectuées. Dans un premier temps le traitement est fait jusqu'à 25 s temps double mais ultérieurement il pourra être prolongé en profondeur avec un spectre plus étroit de signal. Les paramètres de la mise en œuvre, similaires en France et en Italie sont résumés par une table.

De plus, un nombre limité de tirs à l'explosif a été enregistré par les dispositifs réflexion. En Italie ceci aboutit à une couverture quasi verticale variable de 1 à 3 suivant les endroits, avec des charges de 30 à 100 kg. A l'Ouest trois points de tir espacés de 30 km ont été utilisés, les charges atteignant 225 kg, pour réaliser une couverture simple du tronçon de 60 km commençant à Val d'Isère, avec des distances tir-capteur atteignant 30 km.

Une opération préliminaire de sismique refraction grand angle a été réalisée en 1985 à l'aide de 70 sismographes autonomes et de 5 tirs de 1 t. Le déport des horizons réflecteurs étant parfois important par rapport au profil sismique considéré et la cylindricité des structures imparfaite, leur positionnement dans ce profil est incertain.

*Table des données techniques, sismique réflexion verticale*

- Source: 5 vibreurs lourds (Mertz M 22 ou Prakla WCAE).
- Enregistrement: SN 348, 120 traces.
- Pas d'échantillonnage: 4 ms.
- Intervalles entre groupes de géophones: 80 m.
- Dispositif asymétrique: traces 1 à 30, point de vibration, traces 31 à 120, fenêtre de 560 m entre les traces 30 et 31.
- Couverture: un point de vibration tous les 80 m, sommation de 8 vibrations unitaires par point, couverture d'ordre 60.
- Durée de la vibration: 50 s, gamme de fréquences, 9-39, 10-40 ou 12-42 Hz.
- Durée d'enregistrement: 50 + 14 s.

Réalisation Compagnie Générale de Géophysique (Massy, France) et O.G.S. (Trieste, Italie).

**INTERPRÉTATIONS.** — Les résultats de la sismique réflexion verticale sont présentés sur la planche I sous la forme d'une coupe temps (pointé provisoire). On a reporté sur la même figure la position des réflecteurs reconnus par la sismique réflexion grand angle de 1985 qui semblent pouvoir être attribués au Moho, en dépit des problèmes de déport mentionnés plus haut. Il est évidemment prématuré de chercher à interpréter définitivement ce pointé, mais certains traits méritent d'être signalés dès maintenant car ils contraindront tout modèle futur de la chaîne. Notons les, d'Ouest en Est.

A l'Ouest du front pennique (FP), la structure de la zone alpine externe apparaît clairement. A la base de la couverture sédimentaire des Bornes, on reconnaît la croûte de l'avant-pays européen sous son aspect sismique précédemment révélé par le profil ECORS du Nord de la France [2]: partie supérieure transparente épaisse de 7 s et partie inférieure litée (nombreux réflecteurs parallèles (pl. 3 a), épaisse ici d'environ 4 s. A la

EXPLICATIONS DES PLANCHES

Planche I

- a. Localisation du profil ECORS-CROP sur un schéma simplifié des Alpes occidentales. *Domaine périalpin*: 1. Sédiments tardi- à post-orogéniques; 2. Séries Mésozoïques du Jura; 3. Socle Pré-Mésozoïque. *Zone externe*: 4. Couvertures Mésozoïques et Tertiaires; 5. Massif cristallins externes. *Zone pennique*: 6. Zone valaisanne; 7. Klippes préalpines; 8. Zone Briançonnaise et Massifs cristallins internes. *Zone piémontaise*: 9. Schistes lustrés et ophiolites. *Domaine austroalpin*: 10. Sesia-Dent Blanche. *Domaine sudalpin*: 11. Zone d'Ivrée et unités sudalpines indifférenciées; 12. Sédiments post-orogéniques de la Colline de Turin et du Montferrat. F. P.: Front pennique; L. I.: Ligne insubrienne et du Canavese.
- b. Coupe temps (pointé provisoire) du profil Alpes *sensu stricto*. Les traits barbelés correspondent aux réflecteurs mis en évidence par la sismique grand angle.
- a. Location of the ECORS-CROP traverse in Western Alps. *Perialpine realm*: 1. Late and post orogenic sediments; 2. Jura Mesozoic cover; 3. Pre-Mesozoic basement. *External zones*: 4. Mesozoic and Cenozoic cover; 5. External Crystalline Massifs. *Penninic zone*: 6. Valaisan zone; 7. Prealpine klippen; 8. Briançonnais and Internal Crystalline Massifs zone. *Piedmont zone*: 9. Schistes lustrés and ophiolites. *Austroalpine realm*: 10. Sesia-Dent Blanche. *Sudalpine realm*: 11. Ivrea zone and undifferentiated sudalpine units; 12. Turin Hills and Monferrato post orogenic cover. F. P.: Penninic Front; L. I.: Insubric Line.
- b. Provisional line drawing of the Profil-Alpes traverse. Barbed lines: reflectors of the 1985 wide angle seismic operation.

Planche II

Deux interprétations structurales compatibles avec les données sismiques de la planche I. Les traits gras correspondent aux réflecteurs considérés comme significatifs et les traits minces, à des structures plus hypothétiques. a. Profil impliquant un chevauchement lithosphérique majeur sous le F.P. b. Profil impliquant une extension de la croûte sous les nappes penniques. Hachuré oblique: Manteau; Tiretés: Croûte inférieure litée; Croix: croûte supérieure.

Two structural interpretations of the Plate I line drawing. Thick lines: reflectors considered as being significant; thin lines: interpreted structures. a. Interpretation of a major lithospheric thrust beneath the F. P. b. Interpretation of an european crust extending beneath the penninic nappes. Oblique hatches: mantle; dashes: lower crust; crosses: upper crust.

Planche III

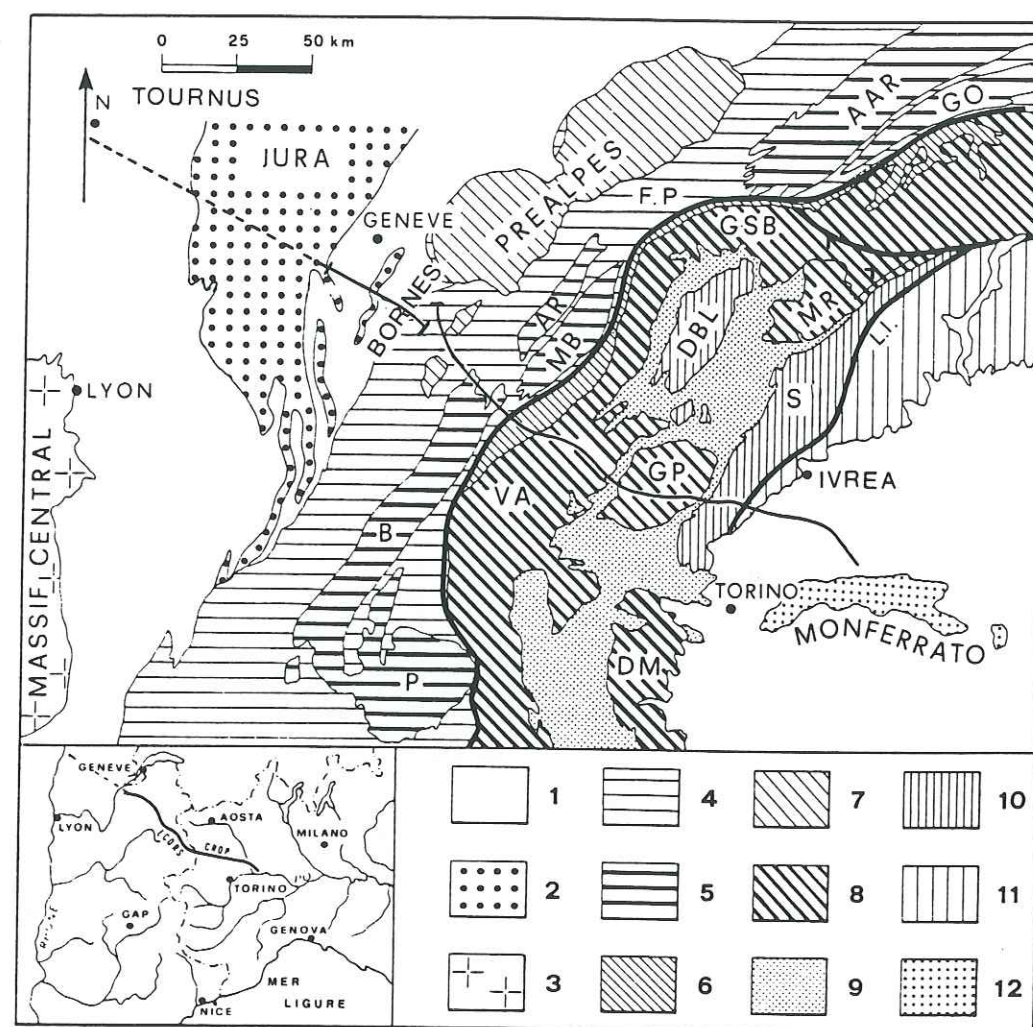
Sections de vibrosismique localisées par des cartouches sur la planche I b. a. Croûte inférieure litée sous les Massifs Cristallins externes. b. Réflecteurs attribués au front pennique. c. Réflecteurs bien lités dans la zone du Grand Paradis attribués, dans la partie supérieure aux unités penniques, et dans la partie inférieure à une écaïlle de manteau ou de croûte inférieure.

Selected vibroseis sections (location in Plate I b). a. Layered lower crust beneath the External Crystalline Massifs. b. Strong reflectors ascribed to F. P. c. Layered structure of the Grand Paradis, attributed to the penninic units overlying a lower crust or mantle section.

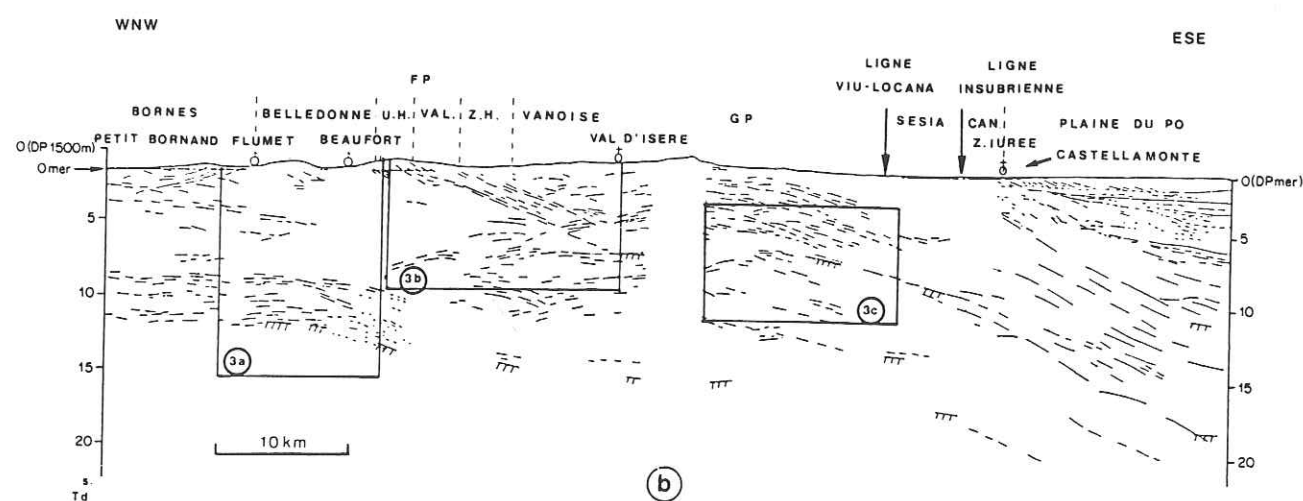


PLANCHE I/*PLATE I*

ROGER BAYER



(a)



(b)

PLANCHE II/PLATE II

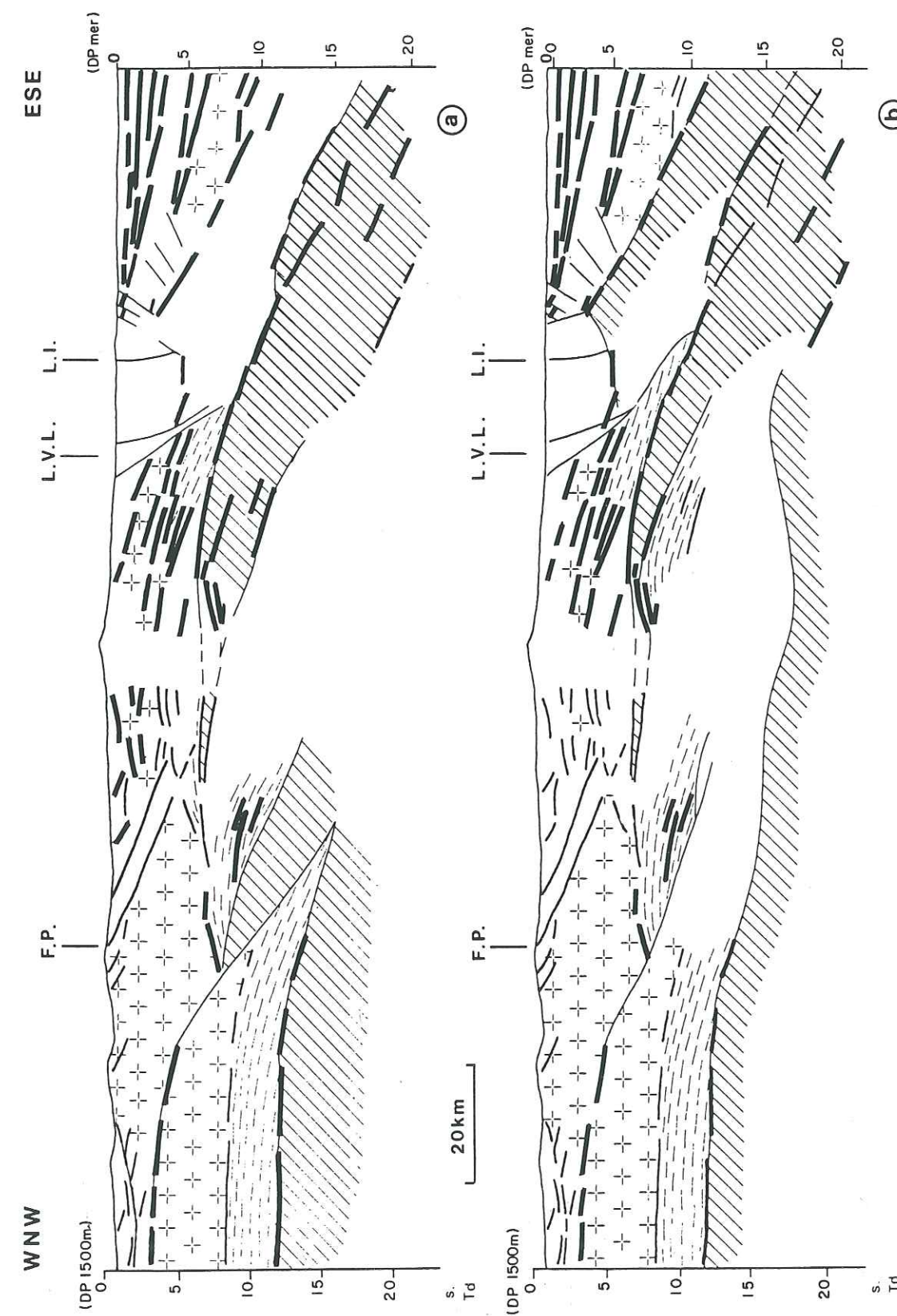
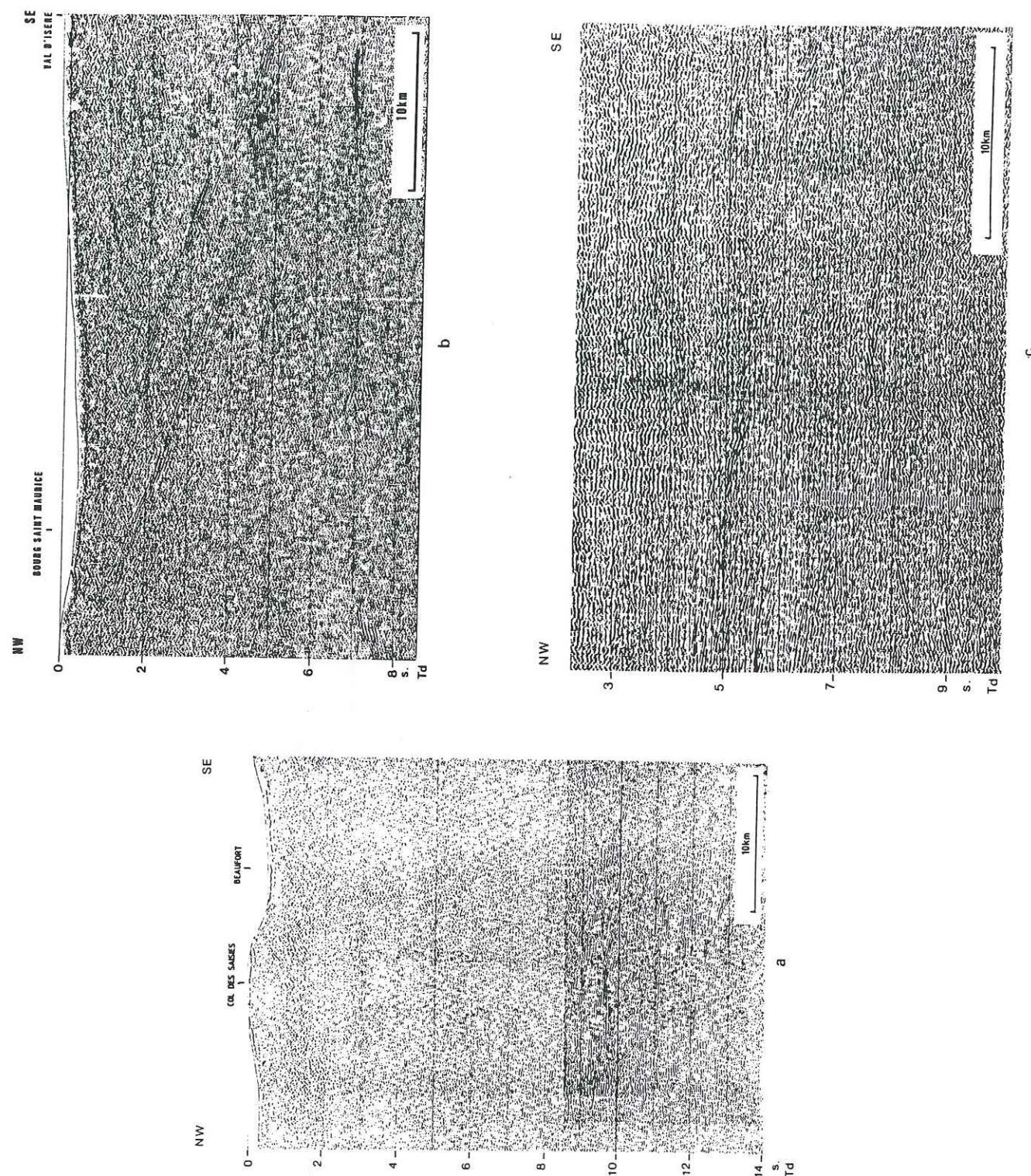




PLANCHE III/PLATE III



C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, p. 1461-1470, 1987

1469

base de la croûte les réflecteurs disparaissent, précisément là où le Moho avait été localisée par la sismique réflexion grand angle. Quasiment horizontale en limite NO du profil, cette croûte, tout en gardant la même épaisseur, accuse ensuite un pendage progressif vers l'Est, d'abord très léger entre le front et la partie médiane de Belledonne, plus marqué ensuite sous sa partie interne avant que ses marqueurs sismiques ne disparaissent à l'aplomb du F. P. Cette flexion se produit sous le chevauchement crustal de Belledonne souligné par un réflecteur à faible pendage Est (2 à 4 s de profondeur) que l'on suit sur 20 km jusqu'à la verticale de Beaufort et dont l'émergence Ouest est masquée par les assises sédimentaires décollées des Bornes.

Le front pennique coïncide avec l'émergence d'une zone de réflecteurs très nets à pendage apparent de 20° E (*pl. III b*) qui en recoupe d'autres à pendage Ouest avant de s'amortir ou de se greffer vers 6 s sur une écaïlle possible du manteau. Au-delà de 6 s, les réflecteurs nombreux et réguliers évoquent une croûte inférieure litée. Sa base étant à 8-9 s, la remontée correspondante du Moho inviterait à envisager un chevauchement lithosphérique vers l'Ouest avec un coin de manteau supérieur dans la zone transparente à 10 s sous les massifs cristallins externes (*pl. II a*). Cette interprétation ignore les réflecteurs de la sismique réflexion grand angle plus profonds que 10 s et on peut proposer d'autres alternatives (par exemple *pl. II b*).

Vers l'Est, les réflecteurs sont plus désordonnés et l'interprétation est actuellement peu contrôlée. Les réflecteurs à pendage Ouest de la Vanoise-Val d'Isère peuvent résulter du rétrochevauchement tardi-alpin ou de la voûture de la partie axiale de l'édifice bien visible au dessus d'une croûte de nouveau litée (*pl. III c*). Une écaïlle de manteau ou un duplex de croûte inférieure semble apparaître sous cette croûte litée (*pl. II*).

En Italie, les deux sutures majeures des zones internes, la zone de Sesia qui les sépare et le sommet de la zone d'Ivrée sont transparentes jusqu'à 5 s, probablement en raison de leurs structures verticales. La suture de Viù-Locana, où s'enfilent les ophiolites correspondant à la cicatrice laissée par la résorption du bassin piémontais, est limitée vers l'Ouest par la terminaison des réflecteurs attribués au Grand Paradis. La suture de la zone du Canavese-Ligne insubrienne séparant les unités subductées à métamorphisme haute pression à l'Ouest des domaines non métamorphiques à l'Est n'est pas identifiable.

Sous la plaine du Pô, la zone d'Ivrée s'enfouit sous les dépôts Cénozoïques affectés de failles inverses à pendage Ouest et se raccorde ainsi à la croûte apulienne. A l'extrémité SE du profil, la base des formations sédimentaires se situe à 6-7 s (environ 10 km). Les pendages apparents supérieurs à 30° doivent être réduits compte tenu de la faible vitesse sismique dans les sédiments.

Le Moho sous la plaine du Pô est identifié par un réflecteur net dans les profils grand angle de 1985. Ce réflecteur plonge vers l'Est de 25 km sous Castellamonte à plus de 35 km sous Vercelli, soit avec un pendage de 20° environ. L'épaisseur de la croûte apulienne sous les sédiments est donc de l'ordre de 30 km.

**CONCLUSION.** — La coupe temps, obtenue à partir des premiers résultats de la sismique réflexion verticale réalisée par l'opération ECORS-CROP au travers des Alpes occidentales, permet de proposer quelques traits structuraux à l'échelle lithosphérique. La coïncidence de certains tracés sur les deux coupes de la planche II montre où l'interprétation des données sismiques semble relativement solide et au contraire la divergence d'autres tracés, où se situent les principales zones d'incertitude. Pour aller plus loin, il convient d'attendre l'ensemble optimisé des données de sismique et l'intégration des résultats de



1470

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, p. 1461-1470, 1987

la gravimétrie et de la structure (coupes équilibrées). Néanmoins, il apparaît déjà clairement que la chaîne alpine comporte deux ou trois chevauchements lithosphériques majeurs à vergence Ouest (l'un émergeant à l'Ouest des massifs cristallins externes, le second au front pennique, le troisième, le long de la ligne insubrienne). Ces écaillles lithosphériques ont construit un prisme d'accrétion crustal à l'origine de la chaîne actuelle. Enfin, l'analyse de ces premiers résultats souligne l'importance des données de la sismique grand angle venant en complément de la sismique verticale pour contraindre les modèles. Il paraît essentiel de pouvoir disposer de données nouvelles centrées sur les zones-clés du profil.

La direction et la coordination des recherches ont été effectuées par le Comité de Coordination composé de Guy Aubert, Marcello Bernabini, Christian Bois, Sergio Lorenzoni, Carlo Morelli et Claude Sallé qui ont aussi collaboré à l'interprétation des résultats. Les données ont été acquises grâce aux programmes ECORS (I.N.S.U., I.F.P., Elf-Aquitaine) et CROP-CNR, et aux Compagnies B.P. et Eurafrep.

A. Hirn, A. Nicolas, R. Nicolich et R. Polino, responsables de l'équipe de profil.

Note reçue le 21 septembre 1987, acceptée le 7 octobre 1987.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] Équipe de Profil Alpes ECORS-CROP, Rapport *Inst. Fr. Pétrole*, 1986, 73 p. et Rapport C.N.R., Rome, 100 p.  
 [2] M. CAZES, G. TORREILLES, C. BOIS, B. DAMOTTE, A. GALDEANO, A. HIRN, A. MASCLE, P. MATTE, PHAM VAN NGOC et J. F. RAOULT, *Bull. Soc. Géol. France*, 1985, p. 925-941.

- R. B. et A. N.: U.S.T.L., place Eugène-Bataillon, 34060 Montpellier;  
 A. B.: Istituto Geofisica Mineraria, Via Eudossiana, Roma, Italia;  
 C. B., B. D., F. R. et C. S.: I.F.P., B.P. n° 311, 92506 Rueil-Malmaison;  
 M. C., G. T. et A. V.: S.N.E.A.P., Tour Gén., 92088 Paris Défense;  
 G. V. D. P.: Istituto di Geologia, Via Gotto 1, Padova, Italia;  
 R. L. et R. S.: C.N.R. et Dipartimento di Scienze della Terra,  
 Via Accademia delle Scienze 5, 10123 Torino, Italia;  
 G. E., B. L. et R. P.: C.N.R.-C.S. orogeno Alpi occidentali,  
 Via Accademia delle Scienze 5, 10123 Torino, Italia;  
 G. G.: Istituto di Geologia, C. so Tukory 131, 90143 Palermo, Italia;  
 A. H. et P. T.: I.P.G., Place Jussieu, 75230 Paris;  
 C. M. et R. N.: Istituto di Miniere e Geofisica Applicata,  
 Via Valerio 10, 34127 Trieste, Italia;  
 J. L. M. et F. T.: Université de Grenoble, rue M.-Gignoux, 38031 Grenoble;  
 S. S.: C.N.R., Istituto Geofisica della Litosfera, Via Bassini 15, Milano, Italia;  
 E. T.: Dipartimento di Scienze della Terra,  
 Via Cicognara 7, 20129 Milano, Italia;  
 M. T.: Université de Savoie, B.P. n° 1104, 73011 Chambéry;  
 M. T.: Soc. Fr. Pétroles, B.P. n° 10, quai P.-Donmes, 92412 Courbevoie.

## 3. LA SISMIQUE RÉFLEXION GRAND-ANGLE

[ECORS-CROP DEEP SEISMIC SOUNDING GROUP 1989. A new picture of the Moho under the western Alps, *Nature, Lond.* 337, 249-251.]



Reprinted from Nature, Vol. 337, No. 6204, pp. 249-251, 19th January, 1989  
© Macmillan Magazines Ltd., 1989

## A new picture of the Moho under the western Alps

ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group\*

The Moho—the boundary between crust and mantle first discovered by A. Mohorovicic<sup>1</sup>—is the main seismic marker in the continental lithosphere. The seismic nature of this interface, in terms of its position, topography, smoothness and continuity, may preserve imprints of the regional geodynamic evolution of the lithosphere. Here we report the results of a wide-angle seismic profiling experiment across the western Alps, which allows us to draw a cross-section of the Moho across this mountain belt. A tight sampling of this deep reflector shows abrupt changes in its depth and dip. The root zone of the chain (the zone of maximum crustal thickness) is well defined, with a 55-km-deep crust-mantle boundary. The Moho under the western Po plain is also clearly seen, and a shallow reflective structure is mapped under the Briançonnais zone in the 25–30 km depth range. This structure, if interpreted as lower-crustal or upper-mantle material, would support the hypothesis of a flaking of the lithosphere under the western Alps<sup>2,3</sup>.

To prepare the layout of the vertical reflection line through the western Alps that formed the basis of the ECORS-CROP project<sup>4,5</sup> in 1986, a preliminary series of experiments<sup>6</sup> was conducted which aimed at mapping very deep interfaces along a cross-section extending from Grenoble (France) to the Po Plain (Italy). One-ton charges were detonated at five places (Fig. 1) and part of the recording array—low-frequency geophones and autonomous recorders—was deployed along fan profiles, a method which had already proved successful in other orogenic belts<sup>7–9</sup>. The fan radii were chosen so as to coincide with the theoretical maximum amplitude of reflections, corresponding to total reflection, at and beyond a critical distance. The Moho depth was assumed to be ~40 km, with an increase from west to east; the fan radii therefore ranged from 90 to 130 km. Because the velocity is assumed to be constant within the crust, and because each shot-station line is along the local strike of the Alps, no apparent dip of the reflector is expected. Each mirror point (triangles in Fig. 1) can therefore be plotted half-way

between the shot-point and the station. With an average station spacing of 4 km along the fans, the reflectors are thus sampled every 2 km.

The fan data were processed to construct two composite cross-sections of the Alpine chain, showing the topography of deep reflectors (Figs 2 and 3). Figure 2a, corresponding to shots A, B and C, begins 30 km west of the Belledonne External Crystalline Massif (ECM) and extends through the Briançonnais and Piedmontese zones to the east of the Dora Maira Internal Crystalline Massif (ICM); Fig. 2b (shots D and LW) extends from the Gran Paradiso ICM to the Po Plain, intersecting the Sesia-Lanzo zone and the Canavese line, which marks the western limit of the chain. It should be understood that these cross-sections combine fans with unavoidable offsets between them; for example, in Fig. 1, mirror points for shot D are shifted northwards by about 50 km relative to those for shot B. For this reason we chose to separate the two northern fans (D and LW) from the three southern ones, to keep a minimum of continuity within a composite cross-section. According to the Bouguer gravity map<sup>10</sup>, the deep structures can be assumed to retain a cylindrical geometry for at least the 30-km extension across the section considered here.

On the seismic sections, reflections are picked using a maximum-amplitude criterion together with a correlation between traces. Around the critical distance, the wavelet reflected from the Moho is known to be very energetic, so that it can be identified with the maximum-amplitude signal. The sharpness of the onset of the reflected wavelet varies throughout the section (compare, for example, the two ends of the section in Fig. 2a), probably because of a variation in the seismic response of the reflector. Large (~20-km) variations in depth of the Moho marker are evident, and dips reaching 20° and extending over distances of tens of kilometres are observed. In the ECM area (Figs 2a and 3), the changes in depth and dip do not occur smoothly, as if by continuous flexure: from being almost horizontal at a depth of 37 km under the sub-alpine massifs and the ECMs, the Moho dips abruptly from 37 km to 55 km at their eastern edge, where the present-day maximum surface relief is found. Towards the innermost parts, under the Piedmontese zone and the Dora Maira ICM, it remains at a more or less constant, deep level of 55 km. The conversion of reflection times to depths depends on the mean crustal velocity, which is here taken to have the value 6.25 km s<sup>-1</sup>; from previous seismic experiments<sup>11–15</sup>, this value is known to be rather constant over this region so that we can assume that the depths thus obtained are accurate to better than 5%.

This deep Moho is overlaid by another seismic marker with

\* A. Hirn & S. Nadir, Institut de Physique du Globe, 4 place Jussieu, Paris, France; F. Thouvenot, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, IRIGM, 38041 Grenoble, France (contact address); R. Nicolich & G. Pellis, Istituto di Miniere e Geofisica Applicata, Università di Trieste, I-34127 Trieste, Italy; S. Scarascia & I. Tabacco, Istituto di Geofisica della Litofera and Istituto Fisica Terrestre, Milano, Italy; F. Castellano, Osservatorio Vesuviano, Napoli, Italy; F. Merlanti, Istituto di Geofisica, Università di Genova, Italy.

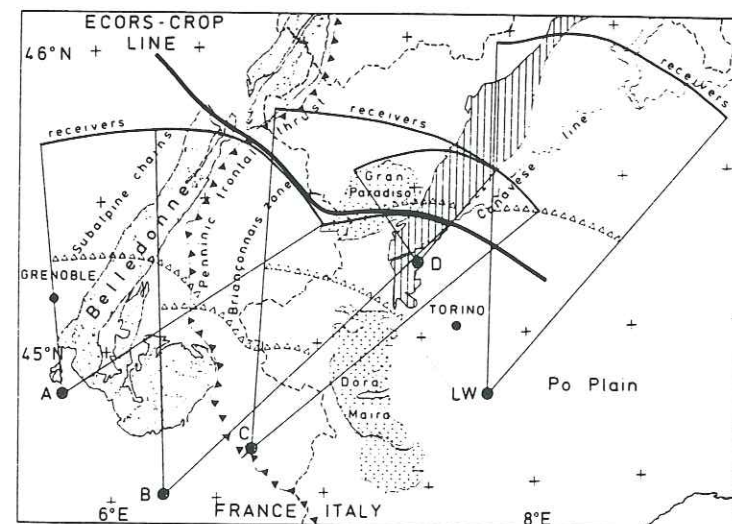


Fig. 1 Position map of the fan layout, showing the 5 shot-points A, B, C, D and LW. Open triangles indicate reflection points used to construct Fig. 2. Shaded area represents external crystalline massifs; dotted area represents internal crystalline massifs; hatched area represents the Sesia-Lanzo unit.

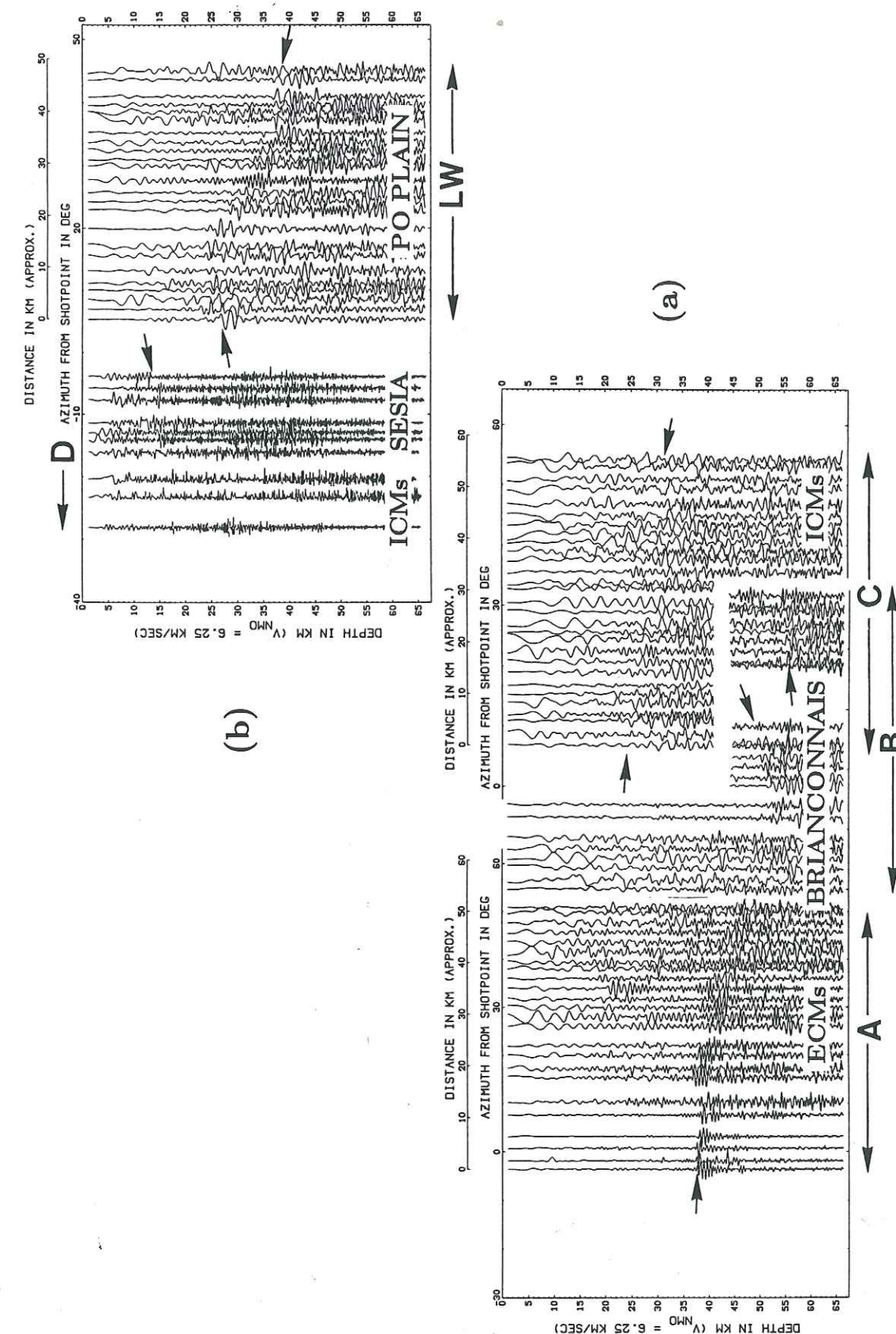


Fig. 1.4. — Éventails composites de sismique grand-angle (cf. texte).



2

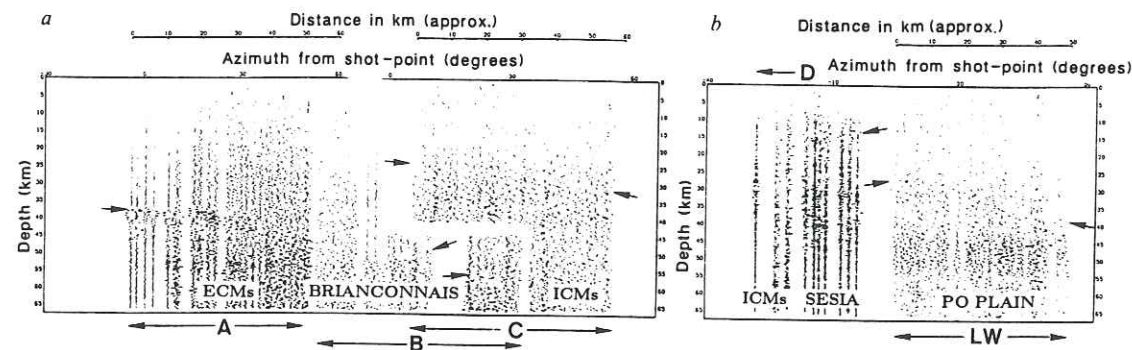


Fig. 2 Two composite cross-sections of the western Alps. *a*, The three fan profiles from shot-points A, B and C (see position on Fig. 1) are combined as a single record-section extending from the Chartreuse sub-alpine massif (far left) to the Dora Maira massif (far right). *b*, This shorter section combines results from shot-points D and LW and extends from the Gran Paradiso massif (far left) to the Po plain (far right). In each trace, the maximum-amplitude signal corresponds to reflection from the Moho. Earlier (shallower) energy arrivals may be ascribed to intracrustal discontinuities. For shot D, recorded at the relatively short distance of 40 km, the late (deep) arrivals are principally transverse S waves rather than reflected waves. Depths are calculated assuming a mean crustal velocity of  $6.25 \text{ km s}^{-1}$ .

high reflectivity (Fig. 2a, shot C). The maximum amplitude of the signals from the latter occur at depths of between 25 and 30 km, although it is difficult to determine accurate arrival times for these. Common experience in deep seismic profiling suggests that this reflective zone should be associated with a velocity contrast of more than  $1 \text{ km s}^{-1}$ , so that it corresponds either to the top of lower-crustal material or to a crust-mantle boundary. Situated at shallow depth and extending westwards beneath the Piedmontese zone and the ICMs as far as the Briançonnais zone, this reflector can be detected only when shooting from C. It acts as a mask which prevents the seismic energy from penetrating deeper, so that from shot-point C no deep Moho could be mapped. From shot-points A or B, however, the deep Moho can be reached, illustrating both the limited extent of this shallow unit and the importance of the shot/recording-array geometry in detecting such a feature.

The hinterland Moho (Fig. 2b), more than 35 km deep under the Po plain, where thick Tertiary-Quaternary sequences occur, seems to rise in a stepwise fashion to less than 25 km approaching the Canavese fault zone. Across this zone, there exists a gap in the seismic data, so that one cannot rule out the existence of another uprising of material with high seismic velocities. The Sesia zone is underlain by a strong reflector at a depth of only 13 km, which may correspond to a crust-mantle boundary. However, other deep reflectors in the same area, seen along a complementary longitudinal profile through Sesia, cast doubt on whether the hinterland Moho extends this far west and at such shallow depth; in a zone close to the Lanzo massif, where slices of lower-crustal and upper-mantle material have been brought up to the surface, reflective levels might be rather discontinuous. Nevertheless, the simplest structural scheme is to link the 13-km deep reflector discovered under the Sesia zone to the Po plain Moho further east.

From this wide-angle reflection profiling therefore emerges the first detailed picture of the geometry of the Moho beneath

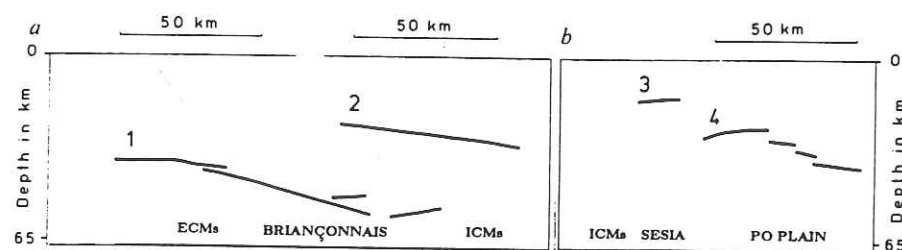
the Alps, incorporating even the innermost zones. Previous experiments<sup>11-15</sup> sampled the Moho too sporadically so that only smooth variations could be mapped. Close-ups of the sections presented here show that such a continuous geometry is not entirely correct, as was previously suggested by a teleseismic prospecting of lithospheric contrasts beneath the Alps<sup>16</sup>. This conclusion results mainly from the high spatial resolution made available by the arrangement of the fans, which provided a 2-km sampling interval of reflectors along the cross-sections.

The shallow reflective level that we have discovered under the Briançonnais zone has never before been mapped, although recently published models of Alpine orogenesis<sup>2</sup> have suggested such a feature. The presence of lower-crustal or upper-mantle material would indicate a tectonic thickening, resulting from previously adjacent eastern lithospheric segments having been thrust onto the western segment (the alternative, internal deformation of the sole crust, is unlikely). This would suggest flaking of the European lithosphere under the western Alps, which is discussed more thoroughly elsewhere<sup>5</sup>.

The Ivrea body, an anomalously shallow mantle unit discovered from gravity evidence in early geophysical experiments in the Alps<sup>11</sup>, is sampled here from shot-point D, but our experiment is unable to define its exact geometry. It is much too shallow (13 km depth) to be connected directly to the Briançonnais reflector, 30 km under the ICMs. The anomalous upper mantle imbricated within the Alpine crust therefore consists of two distinct units, the Ivrea body and the new unit discovered here.

The fan layout of the experiment proved successful in detecting very deep reflections, and the ECORS-CROP vertical reflection line was able to provide information on upper- and mid-crustal reflectors. Uniting vertical reflection profiling with the more versatile wide-angle reflection method therefore provides the sort of complementary information required to determine the deep structure of such complex orogens as the Alpine chain.

Fig. 3 Schematic line drawings of the profiles revealed by the corresponding seismograms in Fig. 2. (1) Autochthonous deep Moho; (2) Briançonnais reflector; (3) Ivrea body reflector; (4) hinterland (Po plain) Moho. In lithospheric flaking optics, features (2) and (3) trace the imbrication of anomalous upper mantle within the Alpine pile.



This reconnaissance project was funded by the ECORS (France) and CROP (Italy) national programmes. The participation of numerous field operators, as well as the support and willingness of local authorities at the shot-points, are acknowledged. We thank L. Jenatton for help with the artwork.

Received 6 June; accepted 29 November 1988.

1. Mohorovicic, A. *Jb. Met. Obs. Agram*, 9, 1-63 (1909).
2. Ménard, G. & Thouvenot, F. *Bull. Soc. géol. Fr.* 5, 147-156 (1984).
3. Butler, R. W. H. *J. geol. Soc. Lond.* 143, 857-873 (1986).
4. Bayer, R. et al. *C. R. Acad. Sci. Paris* 305, 1461-1470 (1987).

5. ECORS-CROP Working Group (in preparation).
6. ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, *Tectonophysics* (submitted).
7. Hirn, A. et al. *Geophys. Res. Lett.* 7, 263-266 (1980).
8. Hirn, A. et al. *Nature* 307, 23-25 (1984).
9. Hirn, A. et al. *Ann. Geophys.* 2, 113-117 (1984).
10. Bayer, R. & Lanza, R. *Tectonophysics* (submitted).
11. Closs, H. & Labrousse, Y. *Mém. Coll. CNRS Paris, Ann. Géophys. Int.* XII-2, 241 (1963).
12. Choudhury, M., Giese, P. & de Visintini, G. *Boll. Geofis. teor. appl.* XII/51-52, 211-240 (1971).
13. Perrier, G. thesis, Univ. Paris (1973).
14. Giese, P. & Prodehl, C. *Explosion Seismology in Central Europe* (Springer, Heidelberg, 1976).
15. Müller, H., Müller, St. & Perrier, G. *Alpine Mediterranean Geodynamics, Am. Geophys. Un. Geodyn. Ser.* 7, 175-203 (1982).
16. Hirn, A. et al. *Nature* 308, 531-532 (1984).

#### 4. LES ÉVENTAILS SUD

Les éventails sud de l'expérience de sismique réflexion grand-angle de 1985 étaient beaucoup plus courts que les éventails nord (fig. 1.2). Ces éventails sont trop disjoints pour qu'ils puissent être utilisés pour construire une coupe du sud des Alpes occidentales, d'autant plus que les tirs C, D et LW n'ont pas fourni de résultats significatifs. (Les données correspondantes ne seront pas examinées ici.)

Les deux éventails issus des tirs A et B sont de meilleure qualité (fig. 1.5). Les deux sections sont ici présentées en temps réduits, avec une vitesse de réduction de  $7.5 \text{ km.s}^{-1}$  qui permet de minimiser le fait que toutes les traces n'ont pas été enregistrées exactement avec la même distance d'observation (94 à 96 km pour le tir A ; 84 à 98 km pour le tir B). Malencontreusement, l'échelle de profondeur est calculée pour une vitesse crustale moyenne de  $6.1 \text{ km.s}^{-1}$ , donc légèrement inférieure à la vitesse choisie au sous-chapitre 3 ( $6.25 \text{ km.s}^{-1}$ ). Pour pouvoir comparer les profondeurs lues sur la figure 1.5 à celles des éventails nord (fig. 1.4), il faut appliquer une correction  $\Delta h$  égale à

$$\Delta h = \frac{T^2 V}{4h} \Delta V,$$

où  $T$  est le temps de propagation de l'onde réfléchie,  $V$  est la vitesse crustale moyenne,  $h$  est la profondeur moyenne et  $\Delta V$  est la variation de vitesse crustale. Numériquement, dans le domaine de profondeur et de distance considéré ici,  $\Delta h$  est de l'ordre de 2 km. Toutes les valeurs de profondeur données ci-dessous tiennent compte de cette correction.

L'éventail A a des points de réflexion situés sous les chaînes vocontiennes, à la limite du Diois, du Dévoluy et des Baronnies. La profondeur du Moho y est de l'ordre de 40 km, avec un point haut dans le milieu de l'éventail (39 km). Pour l'éventail B, dont les points de réflexion sont situés sous les chaînes subalpines de haute Provence, un léger pendage vers l'est est visible sur la figure 1.4b. La profondeur moyenne du Moho est nettement plus faible (38 km) que celle de 55 km observée vers le nord (fig. 1.4). On pouvait bien sûr s'attendre à ce résultat puisqu'on touche ici le Moho dans une zone externe de l'arc alpin alors que l'éventail B nord en échantillonne la racine. Les profondeurs de 39 et 38 km trouvées ici sur les éventails A et B sont plutôt à

3



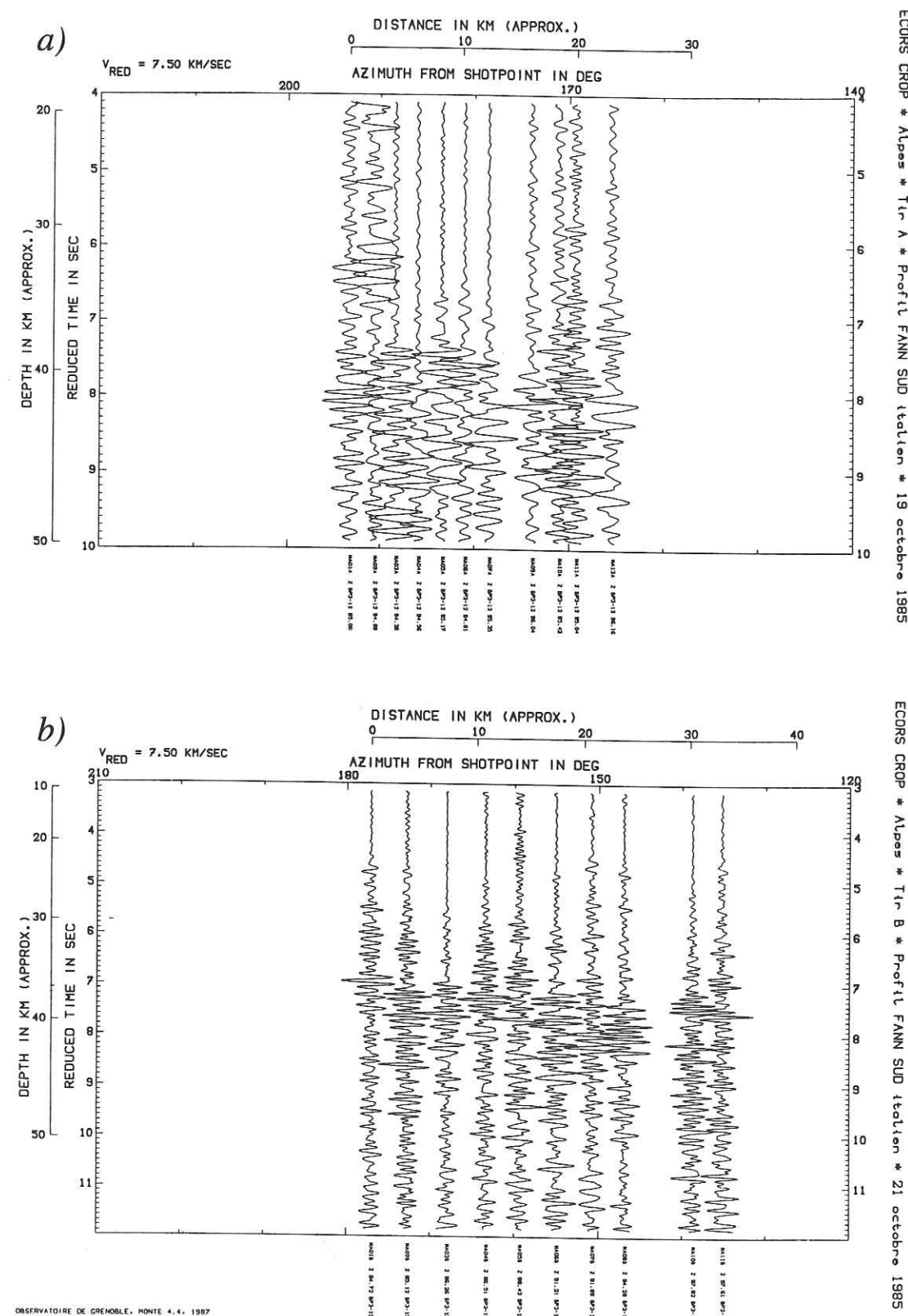


FIG. 1.5. — Éventails sud de la campagne de sismique réflexion grand-angle. (a) = Tir A. (b) = Tir B. Échelle de profondeur calculée pour une vitesse crustale moyenne de  $6,1 \text{ km.s}^{-1}$  (cf. texte).

comparer à la profondeur de 37 km observée sous le massif de la Chartreuse (éventail A nord).

Plus étonnante est finalement la comparaison du contenu spectral des éventails B nord et sud (figs 1.4a & 1.5b). Pour un point de tir identique mais des points miroirs différents, on observe un décalage du contenu spectral vers les basses fréquences pour l'éventail nord. Trois explications sont envisageables : (i) un changement latéral du facteur de qualité pour la croûte épaissie, avec perte des hautes fréquences par atténuation anélastique ; (ii) la présence, dans le domaine interne, d'une croûte moyenne litée constituée de fines lamelles qui pourraient jouer un rôle de filtre passe-bas ; (iii) un changement de la nature du Moho dans la zone de racine, avec une transition croûte-manteau s'apparentant à une discontinuité du second ordre ne réfléchissant que les grandes longueurs d'onde. C'est plutôt cette dernière hypothèse qui a notre faveur, d'autant plus que l'observation de réflexions sur le Moho issues de séismes naturels semble montrer des différences de réflectivité selon les zones géographiques.

## 5. LA RÉFLECTIVITÉ GRAND-ANGLE EN ONDES S

Lors des expériences destinées à étudier la structure de la croûte, il est peu fréquent d'observer des ondes S. Ces expériences sont très souvent réalisées en utilisant seulement des capteurs verticaux, et, de toute façon, les explosions génèrent principalement des ondes de compression. Lors de la campagne de sismique réflexion grand-angle, les stations situées sur les éventails étaient équipées de capteurs à trois composantes, et les ondes S générées ont été enregistrées — avec plus ou moins de succès — sur les

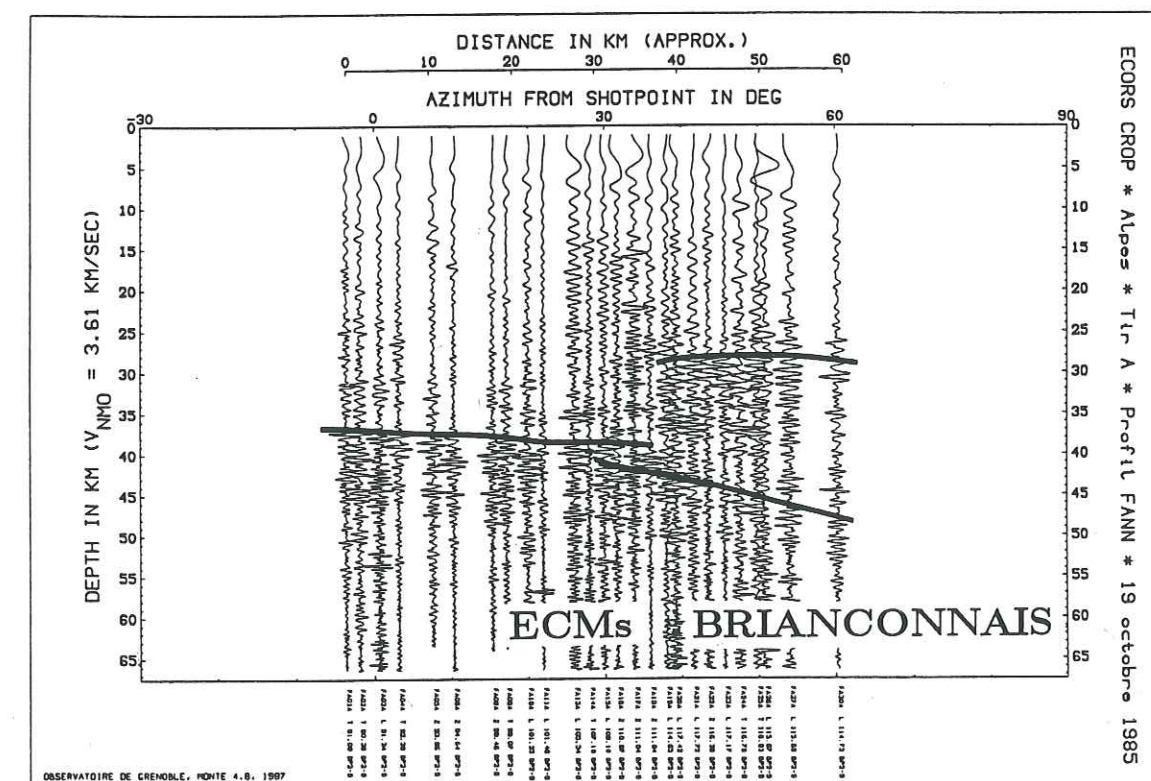


FIG. 1.6. — Éventail A nord (ondes S).



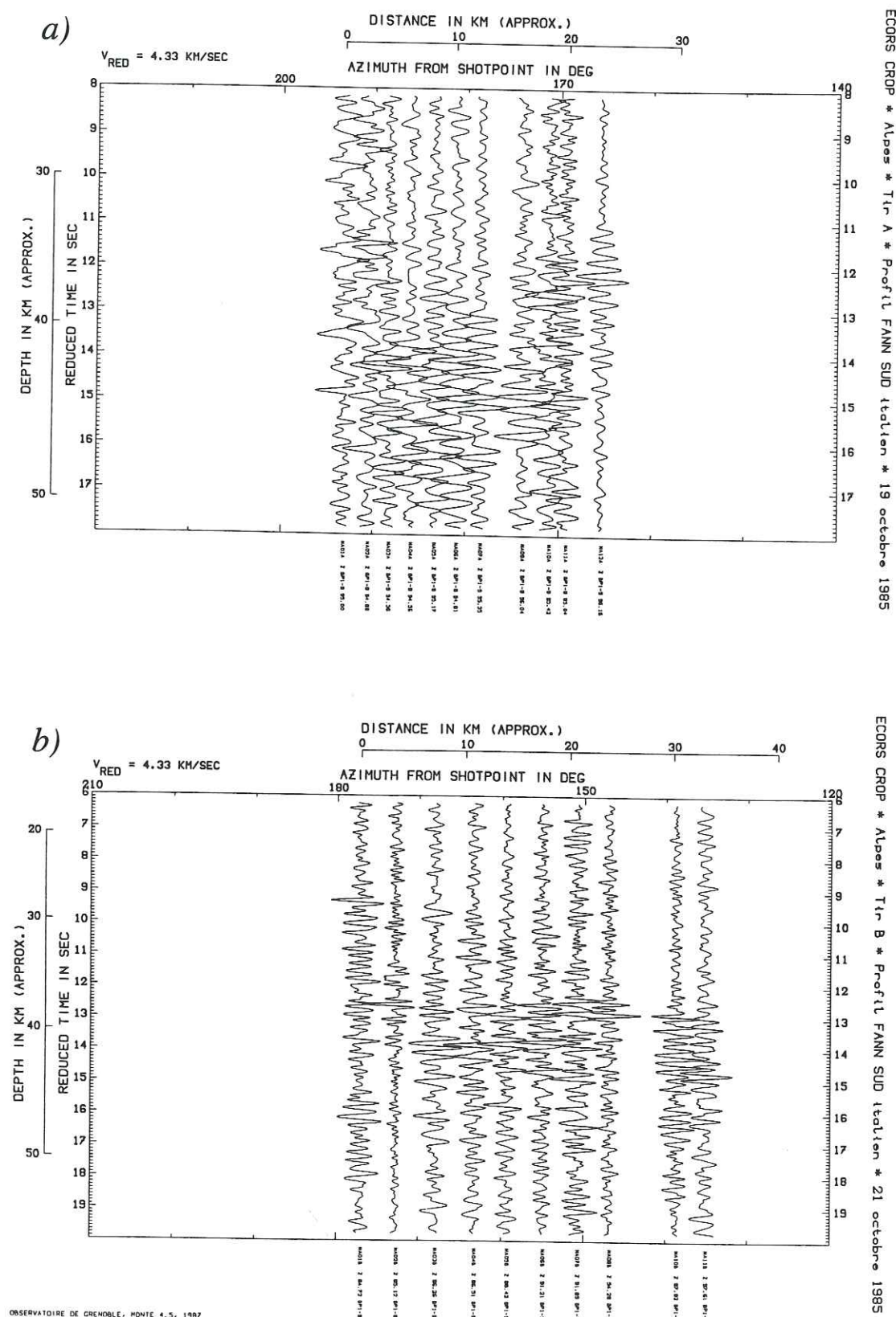


FIG. 1.7. — Éventails sud (ondes  $S$ ). (a) = Tir A. (b) = Tir B. Échelle de profondeur calculée pour une vitesse crustale moyenne de  $3,52 \text{ km.s}^{-1}$  (cf. texte).

composantes horizontales de ces stations. Pour l'éventail A nord (fig. 1.6), l'échelle de temps a été convertie en une échelle de profondeur en utilisant une vitesse crustale moyenne de  $3,6 \text{ km.s}^{-1}$  pour les ondes  $S$ , c'est-à-dire pour un rapport  $V_P/V_S$  égal au classique  $\sqrt{3}$  (pour  $V_P = 6,25 \text{ km.s}^{-1}$ ). Les éventails sud (fig. 1.7) sont présentés en temps réduits avec une vitesse de réduction de  $4,33 \text{ km.s}^{-1}$ ; l'échelle de profondeur a été calculée pour une vitesse crustale moyenne de  $3,52 \text{ km.s}^{-1}$ . Comme pour les ondes  $P$ , une comparaison avec les profondeurs des éventails nord ne sera possible qu'après avoir appliqué une correction  $\Delta h$  ici égale à environ  $3,5 \text{ km}$ .

Pour les éventails A, la topographie du Moho vue en ondes  $S$  (figs 1.6 & 1.7) est très semblable à celle vue en ondes  $P$  (figs 1.4a & 1.5). Ce résultat confirme simplement que notre choix d'un rapport  $V_P/V_S$  égal à  $\sqrt{3}$  est correct à l'échelle de la croûte.

De façon plus inattendue, sur l'éventail A nord (fig. 1.6) apparaît un réflecteur intracrustal à une profondeur d'environ  $30 \text{ km}$ . Dans l'est de cet éventail, l'amplitude de cette réflexion est même supérieure à celle du Moho,  $20 \text{ km}$  plus bas. Le même phénomène se reproduit, quoique beaucoup moins nettement, sur l'éventail A sud (fig. 1.7a), avec de l'énergie réfléchie entre  $30$  et  $35 \text{ km}$  de profondeur dans l'est de l'éventail. L'éventail B sud ne fait rien apparaître de tel, et la topographie du Moho est très semblable à celle que fournissaient les ondes  $P$ .

Un réflecteur intracrustal visible en ondes  $S$  mais pas en ondes  $P$  nous fournit une situation inverse à celle observée par exemple en Bretagne (Hirn *et al.*, 1987) ou en Forêt-Noire (Holbrook *et al.*, 1987) : dans ces deux régions, des réflecteurs intracrustaux sont visibles en ondes  $P$  et pas en ondes  $S$ , ce qui signifie que certaines variations de  $V_P$  en fonction de la profondeur ne sont pas automatiquement reproduites dans la loi de variation de  $V_S$ . En d'autres termes, de fortes augmentations de  $V_P$  peuvent se traduire pour  $V_S$  par des augmentations beaucoup plus faibles – voire des diminutions. Cette interprétation est corroborée par le vraisemblable accroissement avec la profondeur du coefficient de Poisson  $\sigma$  lorsque l'on passe des granodiorites de la croûte supérieure (faible  $\sigma$ ) aux constituants plus basiques de la croûte moyenne et inférieure (fort  $\sigma$ ).

Ici, à  $30 \text{ km}$  de profondeur dans la croûte alpine, à quelques dizaines de kilomètres à l'est de l'émergence en surface du chevauchement pennique frontal, les choses sont inversées et, pour expliquer la réflectivité en ondes  $S$ , il faudrait plutôt invoquer le passage d'un milieu à fort  $\sigma$  à un milieu à faible  $\sigma$ , c'est-à-dire imaginer la superposition d'une croûte moyenne (et inférieure ?) allochtone sur une croûte supérieure autochtone. Une telle hypothèse est bien sûr cohérente avec l'épaississement crustal observé, mais rien ne permet de supposer que l'accroissement correspondant de  $V_S$  soit suffisant pour expliquer les très nettes réflexions observées. (Le passage d'une unité à l'autre pourrait même aussi bien se traduire par une diminution de  $V_S$ .)

En Forêt-Noire, Holbrook *et al.* (1987) avaient proposé une autre interprétation du phénomène observé en imaginant, juste au-dessus de l'interface, un milieu fissuré seulement partiellement rempli de fluides intersticiels, de façon à augmenter le contraste de vitesse en  $P$  mais pas en  $S$ . Dans le cas des Alpes, il faudrait par analogie invoquer, au-dessus du réflecteur, un milieu avec une vitesse  $V_S$  très faible correspondant à une zone saturée. Cette hypothèse n'est pas déraisonnable si cette zone se trouve effectivement à la base d'une unité de croûte chevauchant la croûte autochtone.



Il ressort de cette analyse que l'interprétation de ce réflecteur en ondes *S* est loin d'être simple. Elle ne peut malheureusement que rester confuse en l'état actuel de nos connaissances sur l'état de fracturation et de saturation à 30 km de profondeur sous les Alpes.

## 6. COMPARAISON ENTRE SISMIQUE RÉFLEXION GRAND-ANGLE ET SISMIQUE RÉFLEXION VERTICALE

[THOUVENOT, F., PAUL, A., SÉNÉCHAL, G., HIRN, A. & NICOLICH, R. 1990. ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. In : ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (éds), *Deep Structure of the Alps*. *Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr.* 156, 97–106.]

*Mém. Soc. géol. France*, N.S., 1990, n° 156, pp. 97-106  
*Mém. Soc. géol. suisse*, 1990, n° 1, pp. 97-106  
*Vol. spec. Soc. Geol. Italiana*, 1990, n° 1, pp. 97-106

## ECORS-CROP wide-angle reflection seismics : constraints on deep interfaces beneath the Alps

by FRANÇOIS THOUVENOT\*, ANNE PAUL\*, GUY SENECHAL\*, ALFRED HIRN\*\* and RINALDO NICOLICH\*\*\*

**Key words.** – Crustal structure, Wide-angle reflection seismics, Vertical reflection seismics, Synthetic seismograms, Western Alps.

**Abstract.** – As a preliminary experiment to the ECORS-CROP vertical reflection line, a wide-angle reflection campaign obtained a new picture of the Moho under the western Alps. This picture, besides its increased sharpness, clearly shows how the Moho deepens down to the root zone (≈ 55 km). A 23-29 km deep reflector with upper-mantle characteristics is discovered under the Briançonnais zone where it overlies the deep autochthonous Moho. This unit does not seem to connect to the so-called *Ivrea body*, situated much shallower and inner in the chain. It supports a hypothetical flaking of the lithosphere under the western Alps. A special attention is here given to the comparison between migrated wide-angle and vertical reflection results. Finally, synthetic seismograms are computed for a set of deep-crustal velocity models, at normal and wide-angle incidence. Even if the comparison with the data reveals which models should be excluded, the door is still left open for a wide range of possible deep-crustal layerings.

## Réflexions profondes observées en sismique grand angle sous les Alpes (campagne préliminaire ECORS-CROP)

**Mots clés.** – Structure crustale, Sismique réflexion grand angle, Sismique réflexion verticale, Sismogrammes synthétiques, Alpes occidentales.

**Résumé.** – Une expérience de sismique réflexion grand angle a précédé de plusieurs mois la réalisation du profil de sismique réflexion verticale ECORS-CROP. Elle a permis d'obtenir une nouvelle image très nette du Moho sous les Alpes occidentales, avec une profondeur maximale d'environ 55 km dans le centre de la chaîne. Un réflecteur présentant des caractéristiques de manteau supérieur a été mis en évidence entre 23 et 29 km de profondeur sous la zone briançonnaise; il recouvre à cet endroit le Moho profond autochtone. Cette unité ne semble pas avoir de relation directe avec le *corps d'Ivrea*, beaucoup plus superficiel et situé plus à l'intérieur de la chaîne. La découverte de cette nouvelle structure abonde dans le sens d'un écaillage lithosphérique sous les Alpes occidentales, jusqu'alors hypothétique. On s'attache également ici à comparer les résultats des migrations effectuées sur les données de sismique réflexion grand angle et sur les données de sismique réflexion verticale. L'utilisation des deux types de données se poursuit par le test de différents modèles crustaux où sont calculés des sismogrammes synthétiques à incidence normale et en grand angle. Bien que cette comparaison permette d'exclure définitivement certains cas de figure, elle laisse encore une large place à de nombreux modèles de stratification crustale.

## I. – INTRODUCTION

Because of their utmost heterogeneity, the Alps can be considered a real challenge when modelling the bowels of the Earth. Even if we aim – as we do in this paper – to the topography of only a few major deep interfaces, the problem can in no way be tackled as it is elsewhere in more quiet tectonic settings. The Moho discontinuity, unquestionably the major interface in the continental lithosphere, bears evidence, through its position and topography, of the regional geodynamics. As such, any reconnaissance campaign of the deep structures should bring it into focus.

As Moho data were collected in the western Alps in the last decades, successive Moho maps [Closs and Labrouste, 1963; Labrouste *et al.*, 1968; Choudhury *et al.*, 1971; Perrier, 1973; Giese and Prodehl, 1976] soon revealed the dip to the east of the Moho beneath the Alpine foreland. An anomalously shallow structure (the *Ivrea body*) was also detected, that covered the deep autochthonous Moho in the inner zones.

To cope with the complexity of the chain, it was first thought that the easiest layout to collect Moho data in the Alps was to design longitudinal profiles along the strike of

the chain – e.g. ALP75 experiment from France to Hungary [Alpine Explosion Seismology Group, 1976] – : with the structures being sampled longitudinally, the interpretation hopefully keeps one-dimensional. Another way to proceed – e.g. profiles connected to the European Geotraverse (EGT) experiment in 1983 [Thouvenot *et al.*, 1985] – is to traverse the chain perpendicularly to the strike. Of course, one can expect the record-sections to be more complex because a two-dimensional modelling now has to be dealt with. However, this kind of profiling is suitable for observing late arrivals – reflections from a deep Moho – as well as anomalous first arrivals, for instance produced by waves travelling through the *Ivrea body*.

## II. – THE 1985 EXPERIMENT

The Moho information provided by these layouts is obviously limited : even if transverse profiles allow a simultaneous investigation of different tectonic regions, the Moho topography made available is restricted to a zone a few tens of kilometres long at best. This is mainly due to the heterogeneity of the Alpine crust which allows reflections from the Moho to be observed only around the so-

\* L.G.I.T., Observatoire de Grenoble, I.R.I.G.M., B.P. 53X, 38041 Grenoble, France.

\*\* Institut de Physique du Globe, 4 place Jussieu, 75230 Paris, France.

\*\*\* Istituto di Miniere e Geofisica Applicata, Università, via Valerio 10, 34100 Trieste, Italy.



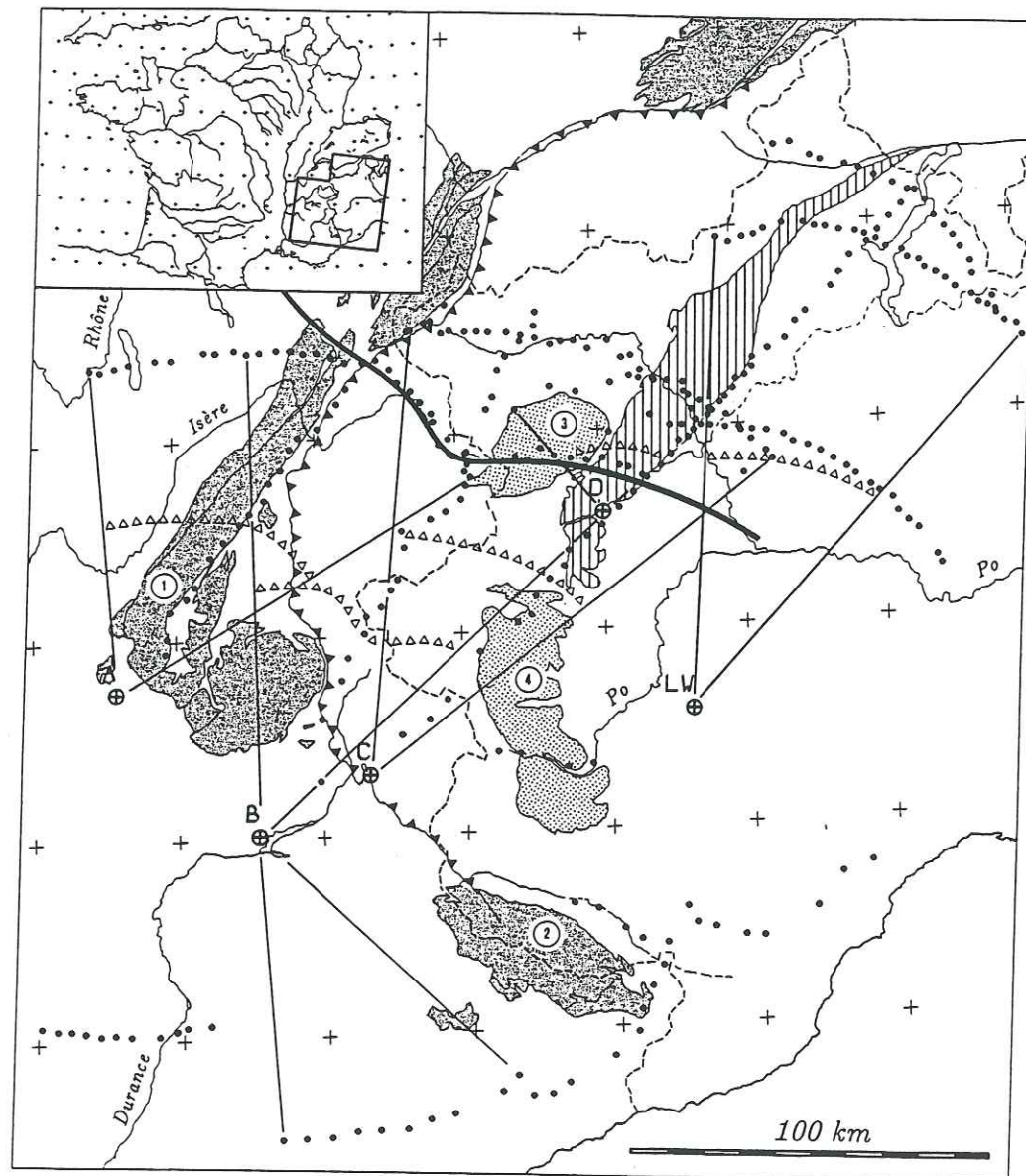


FIG. 1. — Complete position map of the layout. Shotpoints were recorded by stations (full circles) deployed along longitudinal profiles and fans. Open triangles indicate reflection points for the 5 fans used to build up figure 2. Shaded area : external crystalline massifs (1 = Belledonne; 2 = Argentera); dotted area : internal crystalline massifs (3 = Gran Paradiso; 4 = Dora Maira); hatched area : Sesia-Lanzo unit. Penninic frontal thrust identified by solid triangles. Heavy line marks ECORS-CROP vertical reflection line (VRL).

Mém. Soc. géol. Fr., 1990, n° 156; Mém. Soc. géol. suisse, 1990, n° 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., 1990, n° 1.

called *critical distance* (in the 90-140 km range, depending on the depth of the reflector).

When it was decided in 1985 to complement the planned ECORS-CROP vertical reflection line (VRL) with a deep seismic sounding campaign, it was considered that the best way to get a clear Moho picture across the western Alps was to use 5 shotpoints (fig. 1) and record them to the north and south along several fans, with an observation distance chosen close to the critical distance. Every station on the fan is most suitably placed to record a very energetic seismic signal which corresponds to a total reflection from the Moho. The angle of incidence of the seismic ray on the reflector is large (around 50°) — hence the qualificative of *wide-angle reflection* which will be henceforth applied to this technique.

This method had already proved successful in other orogenic belts [e.g. Hirn *et al.*, 1980 and 1987] and a more complete justification of the layout is presented in ECORS-CROP DSSG [1989a and 1989b]. Aimed at mapping only deep interfaces and carried out one year prior to the VRL, our reconnaissance campaign can in no way compete with the roadroller strength of the vertical seismics which provide a more complete crustal image. Using more versatile equipments, illuminating deep reflectors with different frequencies and angles of incidence, the method is however bound to bring important constraints on the physical properties of the deep crust.

### III. — THE NORTHERN FANS

In this paper, we will basically address data obtained along the northern fans. About 30 stations were deployed every 4 km on each fan. For each shot-station couple, the reflection point is plotted half-way, so that each fan provides by itself a cross-section with the reflectors being sampled every 2 km. Because of logistics, these cross-sections have overlaps or offsets, so that it seems difficult to speak in terms of a single cross-section of the chain. The composite cross-section presented in figure 2 shows in its upper part the combination of fans A, B and C (western fans) and in its lower part the combination of fans D and LW (eastern fans).

The cross-section in figure 2(a) extends from the Subalpine chains through the Belledonne external crystalline massif (ECM) to the Dora Maira internal crystalline massif (ICM). Each seismic trace was processed so that the time scale is converted to depth using a mean crustal velocity, here chosen as 6.25 km.s<sup>-1</sup> [ECORS-CROP DSSG, 1989a]. The maximum energy of the signal corresponds to the Moho reflection. Almost flat at ≈ 37 km beneath the Subalpine chains, the Moho then dips to the east to reach a maximum depth of ≈ 55 km beneath the French-Italian border. This dip is observed using data from shot A and B. Results for shot C were quite unexpected: they show a relatively shallow reflective zone between 23 and 29 km which was not reached by shot B. This is a clue to the limited extent of this reflector: when shooting from B, we reach the deep Moho; when shooting from C, this reflector acts as a mask that prevents the seismic energy from penetrating deeper in the crust.

The second cross-section (fig. 2b) is much closer to the VRL and extends from the Gran Paradiso ICM through the Sesia massif to the Po plain. A reflector beneath the Sesia massif can be evidenced at 13 km, more or less in coincidence with the hitherto known Ivrea body. But what is especially clear here is how the Po plain Moho deepens from 25 to 35 km. The phase correlation presented here involves a stepwise deepening. Of course this way of seeing can be argued against, because we reach here the resolution limit of the sampling. However, fan profiles subsequently recorded in northern Italy as part of the EGT'86 experiment seem to support this idea.

For instance, one of these fan profiles recorded a shotpoint much farther to the east (fig. 3a), which provides a north-south cross-section of the Po plain (fig. 3b); this cross-section happens to complement ours at right angle; see figure 1). Results obtained by Nadir [1988] show a Moho undoubtedly deepening by steep faults between 30 and 45 km. The depth of 35 km obtained at about the third of the section is consistent with the depth reached in the eastern end of our section (fig. 2b), where the two profiles meet. To the south, the Moho topography shown by figure 3(b) is more complex due to the imbrication of the Ligurian Moho.

### IV. — COMPARISON WITH THE VERTICAL REFLECTION LINE

The shallow reflector that was shown to be overthrusting the deep Moho in the Penninic zone has never before been mapped — hence our marked interest in it. The reflection points that sample this reflector are located beneath the Ambin massif and the Upper Dora Riparia valley, more than 30 km off the VRL; for the deep Moho reached when shooting from B, the mirror points are in the Montgenèvre area, 60 km south of the VRL (figs. 1 & 4).

There is therefore an unavoidable problem of projection if one wants to take these reflectors into account when interpreting the VRL data, and there are of course different ways to proceed. For instance, projections perpendicular to the mean trend of the VRL can be used (fig. 4a) — but which trend should we consider, given the VRL is crooked? It might be eventually more sensible to use the local Bouguer isolines as guide lines for the projection (fig. 4b), because they reflect the way deep structures continue.

Depending on the choice, the results will differ by some tens of kilometres. The westernmost part of the shallow reflector will be projected between Séez and Val d'Isère, with its easternmost end around Pont Canavese; the deep autochthonous Moho should be positioned on the VRL between Séez and Col de la Galise or between Col de la Galise and Noasca. This horizontal uncertainty is increased by a vertical uncertainty (although the latter is likely to be lessened if the projection used the local Bouguer isolines, which should prevent any dip effect of the deep structures). In conclusion, even if it is tempting to directly plot the wide-angle reflectors onto the vertical reflection line-drawing, we should keep a critical eye on it and remember that this superposition is not well constrained, neither horizontally nor vertically.

Instead of blindly merging the two types of data, we found it more advisable to separate in figure 5 the results

Mém. Soc. géol. Fr., 1990, n° 156; Mém. Soc. géol. suisse, 1990, n° 1; Vol. spec. Soc. Geol. It., 1990, n° 1.



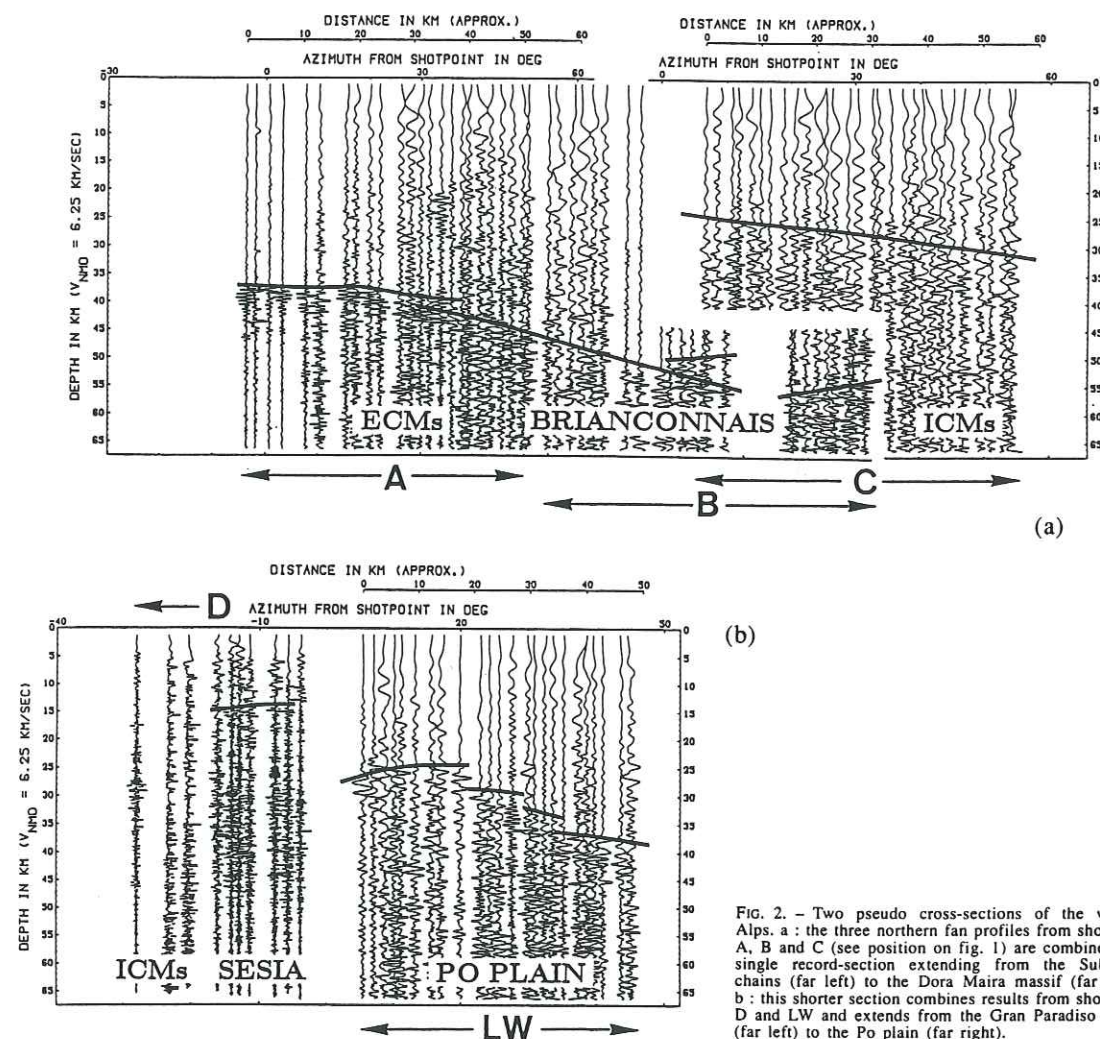


FIG. 2. — Two pseudo cross-sections of the western Alps. a : the three northern fan profiles from shotpoints A, B and C (see position on fig. 1) are combined as a single record-section extending from the Subalpine chains (far left) to the Dora Maira massif (far right). b : this shorter section combines results from shotpoints D and LW and extends from the Gran Paradiso massif (far left) to the Po plain (far right).

of the two methods (vertical reflection seismics in figure 5a; wide-angle seismics in figure 5b). The NW-SE cross-section extends from the Penninic frontal thrust to the Po plain and both data sets have been processed to migrate the reflectors into their actual positions. To this purpose, the line-drawings — either vertical reflection or wide-angle — were first digitized; allowance was made for the quality of the reflections (heavy or thin lines); strict elevation corrections were computed for the wide-angle data; velocity was eventually allowed to vary throughout the

model, both vertically and horizontally. The depth scale is referred to the sea level.

The main result in figure 5(a) is the apparent transparency of the crust below 20-25 km, while the upper crust is very reflective [Bayer *et al.*, 1987; Tardy *et al.*, 1990]. This depth range where the reflectivity disappears is precisely where we find, in figure 5(b), the shallow wide-angle reflector. Figure 5(b) can however be misleading because it suggests that this shallow reflector terminates in the middle of the section. Let alone the projection problem dis-

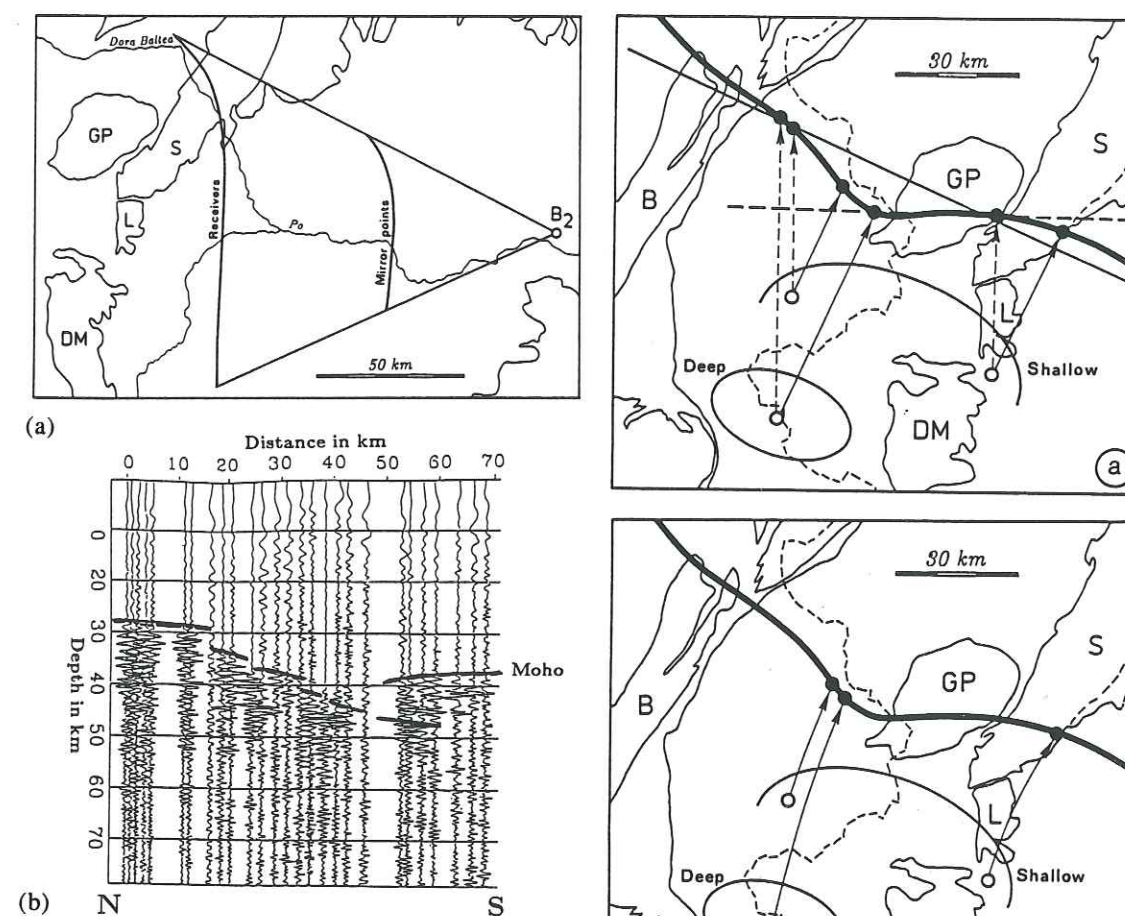


FIG. 3. — An example of fan profile in the Po plain (EGT'86 experiment). a : schematic position map with shotpoint B2, the recording array and the corresponding mirror points. DM = Dora Maira; GP = Gran Paradiso; L = Lanzo unit; S = Sesia unit. b : north-south cross-section of the western Po plain [Nadir, 1988] showing the stepwise deepening of the Moho; compare with fig. 2b.

cussed above, we have no actual constraint on the western limit of the reflector, simply because our fan layout for shot C did not extend that far west (fig. 1). As for the deep autochthonous Moho, it could be detected by the wide-angle reflection seismics only.

#### V. — SYNTHETIC SEISMOGRAMS FOR DEEP-CRUSTAL LAYERINGS

Figure 2(a) also reveals a clear change in the Moho reflectivity : to go from one extreme to another, the wavelet reflected from the Moho in the external zone (westernmost

FIG. 4. — Different ways to project the wide-angle data — deep autochthonous Moho and shallow reflective unit — onto the VRL (heavy line). a : orthogonal projection on the mean trend of the VRL showing an allowance due to the crooked line. b : projection along the local Bouguer isolines. B = Belledonne; DM = Dora Maira; GP = Gran Paradiso; L = Lanzo unit; S = Sesia unit.

traces) can be clearly identified whereas the reflectivity of the shallow reflector in the inner zone (easternmost traces) is very dull. In the first place, vertical seismics show a reflective lower crust [Bayer *et al.*, 1987; Mugnier *et al.*, 1990] which is almost transparent to wide-angle seismics; in the other place, as shown above, a very reflective zone can be seen on the VRL beneath Vanoise and Gran Paradiso (fig. 5a).



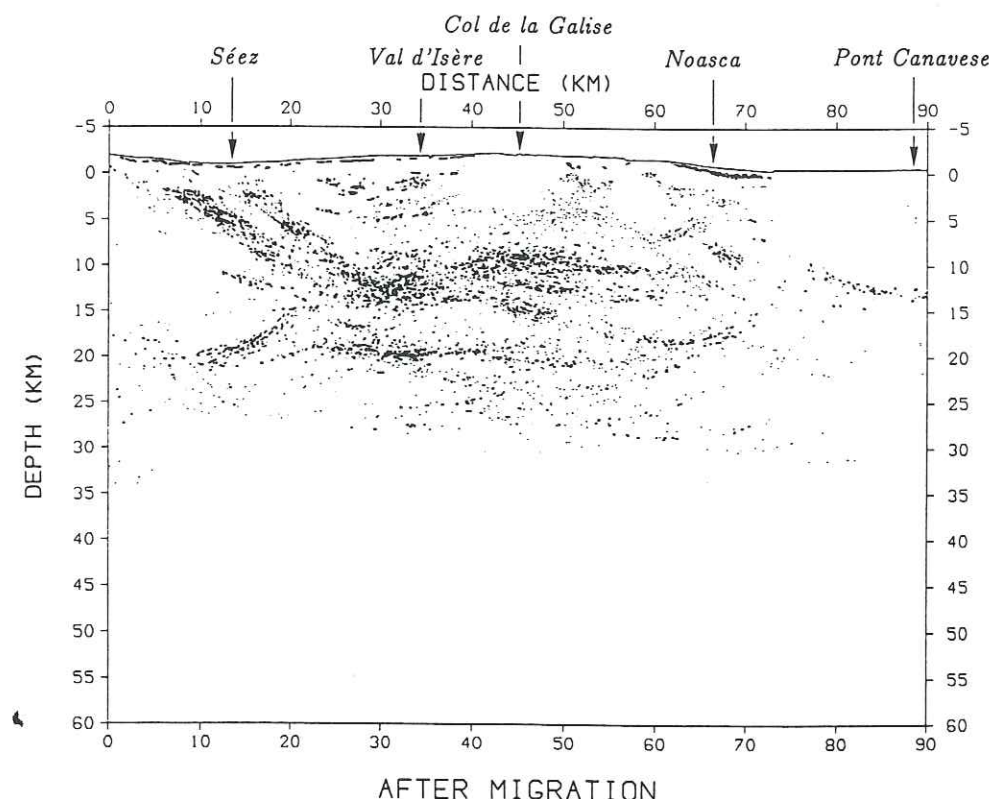


FIG. 5. - Two NW-SE cross-sections, from the Penninic frontal thrust to the Po plain, showing the seismic reflectors after migration.  
a : VRL data : in the central part of the section, note the high reflectivity in the 10-15 km depth range and a deeper reflective level at a depth of  $\approx 20$  km; very few reflectors can be detected below it.

To investigate these variations, we used the discrete wavenumber method [Bouchon, 1981] to compute synthetic seismograms for different velocity models in the external and inner zones (figs. 6 and 7). The crust was assumed to be flat-layered, excluding any lateral heterogeneities. For simplicity and because we are here interested in deep reflections, the upper crust was modelled as a single layer with a constant  $6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$  velocity. Introducing any further layering in this part of the model would only alter the early part of the seismograms, which is beyond the scope of this study. The computation of the direct wave was also suppressed for the same reason. Wherever lamellae were introduced in the models, their thicknesses and velocities were randomized in order to avoid any misleading constructive interference effect.

For each model, two sets of synthetic traces are presented : (1) normal incidence, with 5 receivers in the 0-8 km distance range; (2) wide-angle incidence, with 5 receivers around 90 km (external zone) or 140 km (inner

zone). To account for the difference in the spectral response of the geophones used in the wide-angle experiment and vertical seismics, we used 2 source signals with different frequency bands : 9-22 Hz for normal incidence, 4-11 Hz for wide-angle.

Figure 6 addresses the autochthonous Moho in the external zone (refer to the wide-angle data, figure 2a, westernmost traces). Example a shows a lower crust modelled as a heap of lamellae with an average thickness of 250 m and velocities alternating between low values ( $\approx 6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and high values ( $\approx 7 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Even if it provides a satisfactory normal incidence section with a seismic layering between 10 and 12 sec, it is not acceptable because the synthetic wide-angle section shows energetic arrivals reflected from the lamellae which mask much of the Moho reflection. Decreasing slightly the average thickness of the lamellae to 100 m (fig. 6b) makes the lower crust transparent to low-frequency wide-angle incident waves and the Moho reflection comes out more clearly. The normal inci-

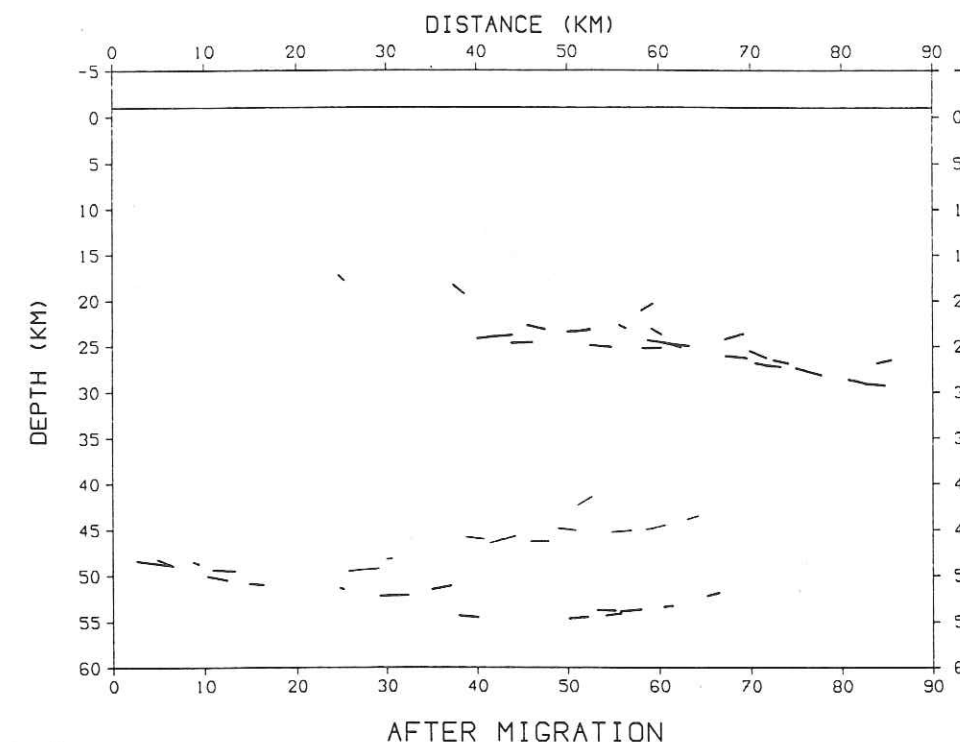


FIG. 5. - (cont.)

b : wide-angle data : the autochthonous Moho - maximum depth of  $\approx 55$  km - is overlain by a shallow reflective unit in the same depth range where the VRL data show that reflectivity stops.

dence section shows a reflection pattern which is not as even as in figure 6a, with a high reflectivity in the top of the lower crust and a more transparent band with the Moho reflection at its bottom. This pattern is very similar to what is observed on the VRL data in the external zone, as described for instance by Bayer *et al.* [1987].

If we do not stick to this oversimplified model of the lower crust and introduce a velocity gradient in the layering, figures 6c and d show that the average thickness of the lamellae, here taken as 500 m, is not as critical as in examples 6a and 6b : thanks to weaker velocity contrasts in the top part of the lower crust, less energy is reflected at wide-angle and the Moho reflection remains prominent. The synthetic wide-angle sections are thus not that much different from the one obtained for model b. However, the synthetic normal incidence sections in c and d show an increase in the reflectivity with depth, with the Moho reflection being the most energetic arrival. As we do not recognize this feature on the VRL data, we eventually prefer model b, even if it is rather clear that many intermediate models would also be acceptable.

The case of the allochthonous Moho in the inner zone (refer to the wide-angle data, figure 2a, easternmost traces)

is only skimmed over in figure 7. It shows that a transitional shallow Moho, modelled as a gradient zone overlain by a few 500 m thick layers gives a dull reflection within a rather long wavetrain in the wide-angle synthetic section. Its normal incidence image is on the contrary quite clear, with distinct arrivals of reflected energy. It should be stressed however that we have no actual control on the velocity distribution neither within the shallow unit nor underneath.

#### VI. - TECTONIC IMPLICATIONS AND CONCLUSIONS

The first result of the wide-angle experiment was to demonstrate the Moho existence from the foreland to the root zone : even if the Moho reflectivity is variable, its topography is now well documented and this geometry is now to be taken into account in any structural reconstruction of the Alpine chain. No *Verschlungung*-like phenomenon can be observed.

In the external zone, we investigated different lower-crustal layerings by the computation of synthetic seismograms. A qualitative comparison with the VRL and wide-angle data shows that using both data sets brings more



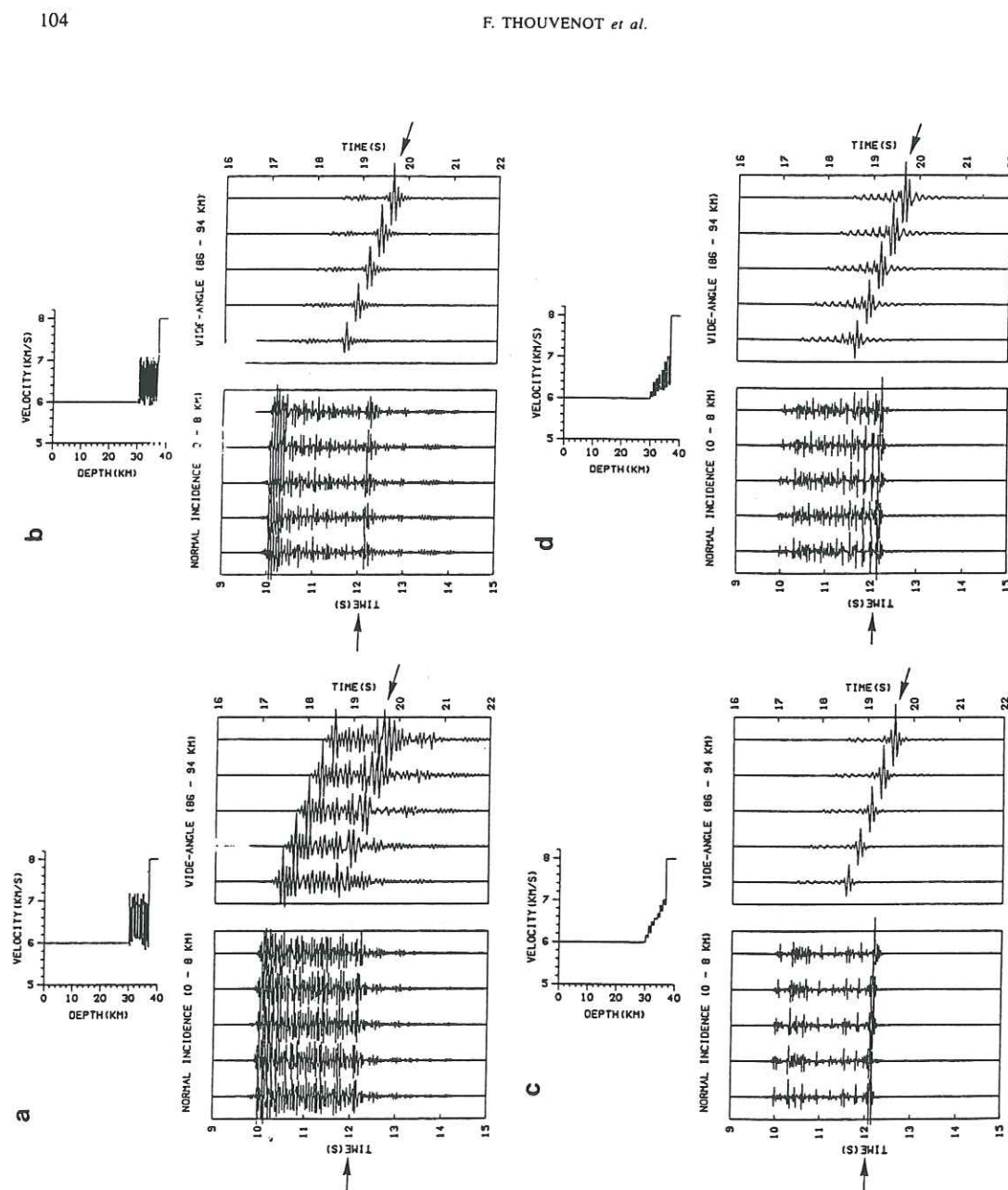


FIG. 6. — Four examples of deep-crustal velocity models for the autochthonous Moho in the external zone (fig. 2a, westernmost traces) and corresponding synthetic seismograms (left: normal incidence; right: wide-angle). Reflection from autochthonous Moho marked by arrows. Comparison with the wide-angle data show that model a — 250 m thick lamellae — can be excluded. Model b — 100 m thick lamellae — is acceptable. Models c and d — 500 m thick lamellae, but with a velocity gradient —, although fitting the wide-angle data, produce a high-amplitude Moho reflection at normal incidence which is not observed on the vertical reflection data.

constraints, as already shown by Braile and Chiang [1986]. Our preferred model for the autochthonous Alpine lower crust is a heap of 100 m thick lamellae with velocities alternating between  $6 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$  and  $7 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ .

The relatively shallow reflector discovered beneath the Briançonnais zone has never before been mapped, although recent models of Alpine orogenesis involving a lithospheric flaking [Ménard and Thouvenot, 1984] already suggested such a feature. The seismic signature of the reflected wavelet indicates lower-crustal or upper-mantle material and, because the seismic signal is stretched and sustained, one could suspect this reflector to be actually a transition zone rather than a first-order discontinuity. When referring to VRL data, this reflector is shown to underlie a highly-reflective layer. In this aspect, it has a Moho-like behaviour: in stable areas where a layered lower crust is observed, it is now well-established that the Moho corresponds to the lower limit of the layering [Mooney and Brocher, 1987; Holbrook, 1988]. However, it should be stressed that the present data does not give us any control on the actual velocity distribution neither within the reflective unit nor underneath.

The connection of this unit to the *Ivrea body*, locally reached in our experiment under the Sesia massif, is un-

likely because of the depth difference of nearly 20 km between the two reflectors. Linking it to the Po plain Moho — which would make the *Ivrea body* a detached mantle unit — would be more plausible. This idea should however be dropped if we consider the very different character of the wavelet reflected from the two reflectors — dull for the Briançonnais Moho and sharp for the hinterland Moho.

Thus, the Moho picture of the western Alps gained both in sharpness and complexity since four segments at least now have to be considered: deep autochthonous Moho, Briançonnais Moho, *Ivrea body* and Po plain Moho. This makes the reconstruction puzzle more constrained but also more complicated.

As a whole, the fan layout of the experiment proved successful in detecting very deep reflections. The VRL, equipped with 10-Hz geophones [Damotte, 1990], was able to provide information on upper and mid-crustal reflectors but had difficulties in finding out the deep Alpine Moho east of the ECM's. Uniting vertical reflection profiling with the more versatile wide-angle reflection method therefore provides the sort of complementary information required to determine the deep structure of such complex orogens as the Alpine chain.

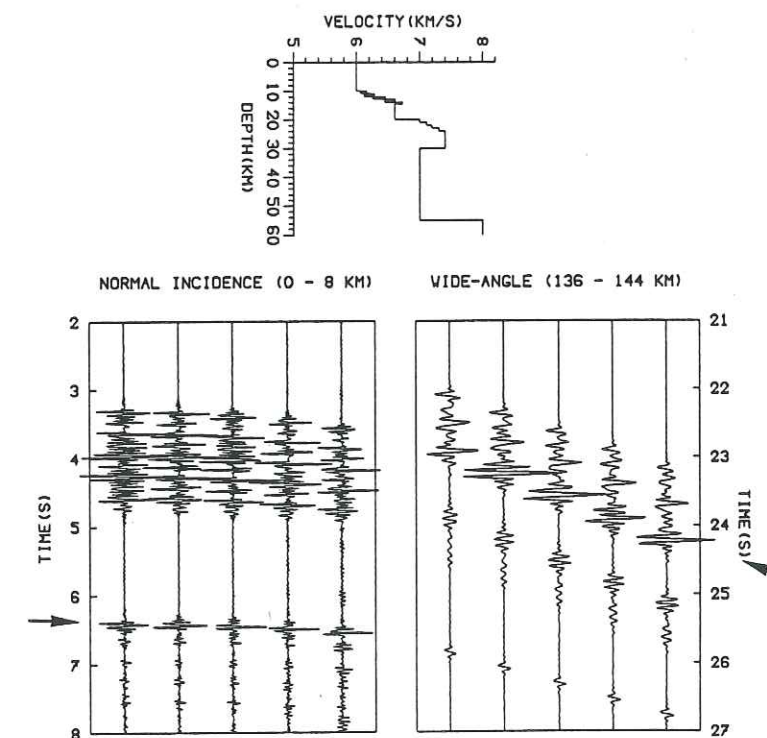


FIG. 7. — An example of deep-crustal velocity model for the inner zone (fig. 2a, easternmost traces) and corresponding synthetic seismograms (left: normal incidence; right: wide-angle). Reflection from allochthonous Moho marked by arrows.



## References

- Alpine Explosion Seismology Group, Reporter : H. MILLER (1976). - A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975. I : First results. - *Pure appl. Geophys.*, Basel, 114, pp. 1109-1130.
- BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G.V. *et al.* (1987). - Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, pp. 1461-1470.
- BOUCHON M. (1981). - A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. - *Bull. Seism. Soc. Am.*, Berkeley, 71, pp. 959-971.
- BRAILE L.W. & CHIANG C.S. (1986). - The continental Mohorovicic discontinuity : results from near-vertical and wide-angle reflection studies. In : M. BARAZANGI and L. BROWN Eds., *Reflection seismology : a global perspective*. - *AGU Geodynamic Series*, Washington, 13, pp. 257-272.
- CHOUDHURY M., GIESE P. & DE VISINTINI G. (1971). - Crustal structure of the Alps : some general features from explosion seismology. - *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, Trieste, 13, pp. 211-240.
- CLOSS H. & LABROUSTE Y. (1963). - Recherches sismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. - *Mémoire coll. Année Géophys. int.*, XII-2, CNRS, Paris.
- DAMOTTE B. (1990). - Mise en œuvre du traitement plane du P<sub>0</sub>-Massif central. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., *Deep structure of the Alps*. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 65-76.
- ECORS-CROP Deep seismic sounding group (1989a). - A new picture of the Moho under the western Alps. - *Nature*, London, 337, pp. 249-251.
- ECORS-CROP Deep seismic sounding group (1989b). - Wide-angle reflection seismics : an efficient tool for mapping the Alpine Moho. - *Tectonophysics*, Amsterdam, 162, pp. 193-202.
- GIESE P. & PRODEHL C. (1976). - Main features of crustal structure in the Alps. In : GIESE P., PRODEHL C. & STEIN A. Eds., *Explosion seismology in central Europe*. - Springer, Heidelberg.
- HIRN A., DAIGNIÈRES M., GALLART J. *et al.* (1980). - Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho. - *Geophys. Res. Lett.*, Washington, 7, pp. 263-266.
- HIRN A., DAMOTTE B., TORREILLES G. *et al.* (1987). - Crustal reflection seismics : the contribution of oblique, low frequency and shear wave illuminations. - *Geophys. J.R. astr. Soc.*, Oxford, 89, pp. 287-296.
- HOLBROOK W.S. (1988). - Wide-angle seismic studies of crustal structure and composition in Nevada, California and southwest Germany. - Ph.D. thesis, Stanford Univ.
- LABROUSTE Y., BALTEMBERGER P., PERRIER G. & RECO M. (1968). - Courbes d'égale profondeur de la surface de Mohorovicic dans le sud-est de la France. - *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, pp. 1530-1533.
- MÉNARD G. & THOUVENOT F. (1984). - Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. - *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 5, pp. 147-156.
- MOONEY W.D. & BROCHER T.M. (1987). - Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere : a global review. - *Rev. Geophys.*, Washington, 25, pp. 723-742.
- MUGNIER J.-L., GUELLEC S., MÉNARD G. *et al.* (1990). - Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from the ECORS profile. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., *Deep structure of the Alps*. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 203-216.
- NADIR S. (1988). - Structure de la croûte continentale entre les Alpes occidentales et les Alpes ligures. Ondes S dans la croûte continentale à l'ouest du bassin de Paris. - Thèse, Univ. Paris.
- PERRIER G. (1973). - Structure profonde des Alpes occidentales et du Massif central français. - Thèse d'Etat, Univ. Paris.
- TARDY M., DEVILLE E., FUDRAL *et al.* (1990). - Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., *Deep structure of the Alps*. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 217-226.
- THOUVENOT F., ANSORGE J. & EVA C. (1985). - Deep structure of the western Alps : new constraints from the EGT-S 1983 seismic experiment. - 2nd Eur. Geotraverse Workshop : the Southern Segment, Venice, 1985, European Science Foundation, pp. 109-113.

## 7. MIGRATION DU PROFIL DE SISMIQUE RÉFLEXION VERTICALE

**7.1. Migration géométrique.** - [SÉNÉCHAL, G. & THOUVENOT, F. 1991. Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data. In : MEISSNER, R., BROWN, L., DÜRBAUM, H.-J., FRANKE, W., FUCHS, K. & SEIFERT, F. (éds), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*. *Geodyn. Ser.* 22, 401-407.]

GEOMETRICAL MIGRATION OF LINE-DRAWINGS:  
A SIMPLIFIED METHOD APPLIED TO ECORS DATA

Guy Sénéchal and François Thouvenot

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble,  
I.R.I.G.M., B.P. 53X, 38041 Grenoble, France

**Abstract.** The geometrical migration of line-drawings can be an intermediate solution to the problem of migrating vertical-reflection data. Our method, based on the principle of the common tangent, quickly produces a depth-migrated line-drawing that is readily usable for interpretation.

## Introduction

Migration is the process by which effects of dip and diffraction are removed. For deep seismic reflection data, conventional methods often produce poor results and, moreover, pre- or post-stack digital migrations are always time-consuming and require a great computer capacity (Sattlegger and Stiller, 1974; Warner, 1987). Consequently, vertical-reflection data are often represented unmigrated, and many interpretations are based on line-drawings of unmigrated time sections where the geometry of the dipping reflectors is largely distorted.

An alternative solution is to migrate the line-drawing, for instance using a ray-tracing method (Raynaud, 1987). Unger (1988) described an application of ray theory to migrate line-drawings, considering a velocity that increases linearly with depth. We tried to go here one step further into the direction of simplification, using a very primitive, but efficient, geometrical technique. This method is based on the principle of the common tangent of two spherical wavefronts (Hagedoorn, 1954). Velocity models with horizontal and vertical variations can be taken into account, provided the variations are smooth enough.

## Description of the process

Consider the geometry of a spherical wavefront as reflected from a dipping interface with source and

receiver in the same place (zero offset). On the unmigrated section, the reflection will be positioned along the vertical of the source-receiver pair, while the true location of this reflection is where the reflector is a tangent to the wavefront.

Suppose now an unmigrated reflective segment delimited by two points (Fig. 1). For each point, we can draw the corresponding spherical wavefront, using the intersection between the vertical of the point and the surface. The true position of this reflective segment will correspond to the common tangent of these two wavefronts, where reflection will be at normal incidence.

The input data are digitized unmigrated line-drawings, with each reflector being digitized into small individual reflective segments. The digitization step takes into account the lateral resolution, which decreases with depth as a consequence of the wavefront geometrical expansion with time (Sheriff and Geldart, 1982). Therefore, the length of any reflective segment should exceed a few ten metres in surface and a few hundred metres at depth.

Such a geometrical construction requires the same vertical and horizontal scale, and we first have to compute the unmigrated depth section. To transform the time section into a depth section, we define a velocity model, which is a grid of estimated velocities with horizontal and vertical variations (Fig. 2). For the subsurface, we use velocities obtained during the pre-stack process (velocity analysis); for the deep crust, we use velocities provided by deep-seismic-sounding data (long-range refraction and wide-angle reflection). The velocity anywhere in the model can be approximated using a double linear interpolation between neighbouring grid velocities, and the unmigrated depth section can be computed.

The migration process uses simple trigonometrical relations for computing the true position of each reflective segment (Fig. 3):

Consider the dipping segment  $A_1A_2$  (dip  $\beta$ ), positioned beneath the surface (dip  $\alpha$ ). The coordinates  $(x_1, z_1)$  and  $(x_2, z_2)$  of the points  $A_1$  and



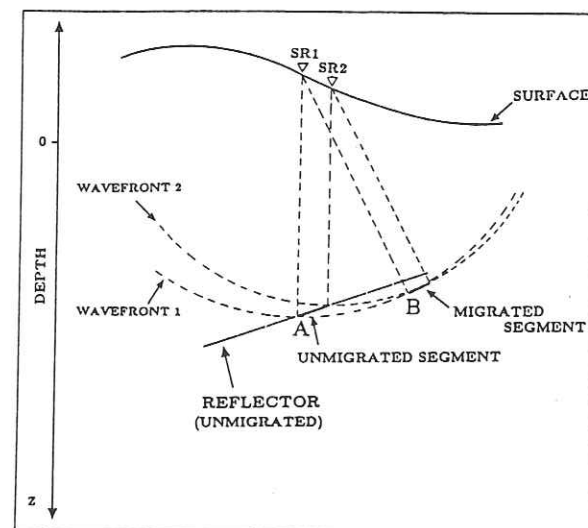


Fig.1 Geometrical migration of a reflective segment. Reflector A moves to B.

$A_2$  are computed using the digitized coordinates of the time section and the velocity model. Next, we compute the coordinates  $(x_1, z_1)$  and  $(x_2, z_2)$  of the points  $O_1$  and  $O_2$  situated on the surface, on the vertical of the two points limiting the reflective segment. The distance  $O_1O_2$  is:

$$D = \sqrt{d^2 + p^2},$$

with  $d = x_2 - x_1$  and  $p = z_2 - z_1$ .

Let  $H = R_2 - R_1$ , with  $R_1$  being the radius of circle  $C_1$  and  $R_2$  the radius of circle  $C_2$ . We can express dips  $\alpha$  and  $\beta$ :

$$\alpha = \tan^{-1} \left( \frac{p}{d} \right) \quad \beta = \tan^{-1} \left( \frac{z_2 - z_1}{d} \right)$$

Applying trigonometrical relations to triangle  $O_1O_2T$  allows us to express angle  $\gamma$  in terms of  $H$  and  $D$

$$\gamma = \sin^{-1} \left( \frac{H}{D} \right),$$

and the dip of the migrated segment is  $\theta = \gamma + \alpha$ . The coordinates of the two points  $B_1$  and  $B_2$  that define the migrated segment are:

$$B_1: x_{1m} = x_1 - R_1 \sin \theta, \quad z_{1m} = z_1 + R_1 \cos \theta, \\ B_2: x_{2m} = x_2 - R_2 \sin \theta, \quad z_{2m} = z_2 + R_2 \cos \theta.$$

The above equations are functions of the surface and reflector dips. Reflector with excessive dips cannot be migrated, which is the case for less than 1% of the data. When  $\alpha = 0$  (no altitude variation),  $\beta$  cannot exceed  $45^\circ$ .

The comparison between an unmigrated time section (Fig. 4a) and a migrated depth section (Fig. 4b) shows the transformation due to the process. Of course, dips are increased and reflectors moved laterally up-dip. This is especially clear for reflectors around 8 s TWT on the left side of the section. Moreover, entangled reflectors on the right side of the section (5–6 s TWT) are migrated into a more continuous reflective band.

#### Application to ECORS data

We processed the ECORS-CROP Alps data that provide a 320-km long section of the crust from the eastern Massif Central, France, to the Po plain, Italy (Bayer et al., 1987; Nicolas et al., 1990). The input data is the line-drawing of the unmigrated time section (Figs 5a and 6a). This line-drawing was produced by merging two stacks (near traces and far traces), and totals some 20,000 reflectors. We computed the unmigrated depth section, referring all depths to sea level, and giving special attention to altitude corrections. The velocity model was determined using velocities given by the contractor (C.G.G.) for the subsurface and those determined by deep seismic sounding for the lower crust. The final result is the migrated depth section (Figs 5b and 6b), represented with the same vertical and horizontal scale. The more stippled aspect of these two pictures is due to the splitting of each reflector into several reflective elements during the process. Data gaps on the line-drawing are due to locally-poor signal-to-noise ratio on the unmigrated section. Such gaps can also appear in case of a sudden change in the reflector dip – at least if we stick to a simple reflected ray geometry where diffraction is not taken into account. Some reflective segments can however be migrated in these blank areas during the process.

Migration is clearly indispensable beneath the Vanoise Massif (Fig. 6) where we can observe a two-band reflective zone. This structure corresponds to the Frontal Pennine Thrust that separates the external Alpine realm from the inner Alpine realm. These two bands merge into a single highly-reflective horizontal zone under the Gran Paradiso Massif. The close-up of Figure 4 shows the wedge geometry of the Belledonne massif that seems to have been both overthrust and underthrust by material from the inner Alpine realm.

#### Advantages and limits

The main drawback of this method is the subjectivity of the hand-picked input data. An

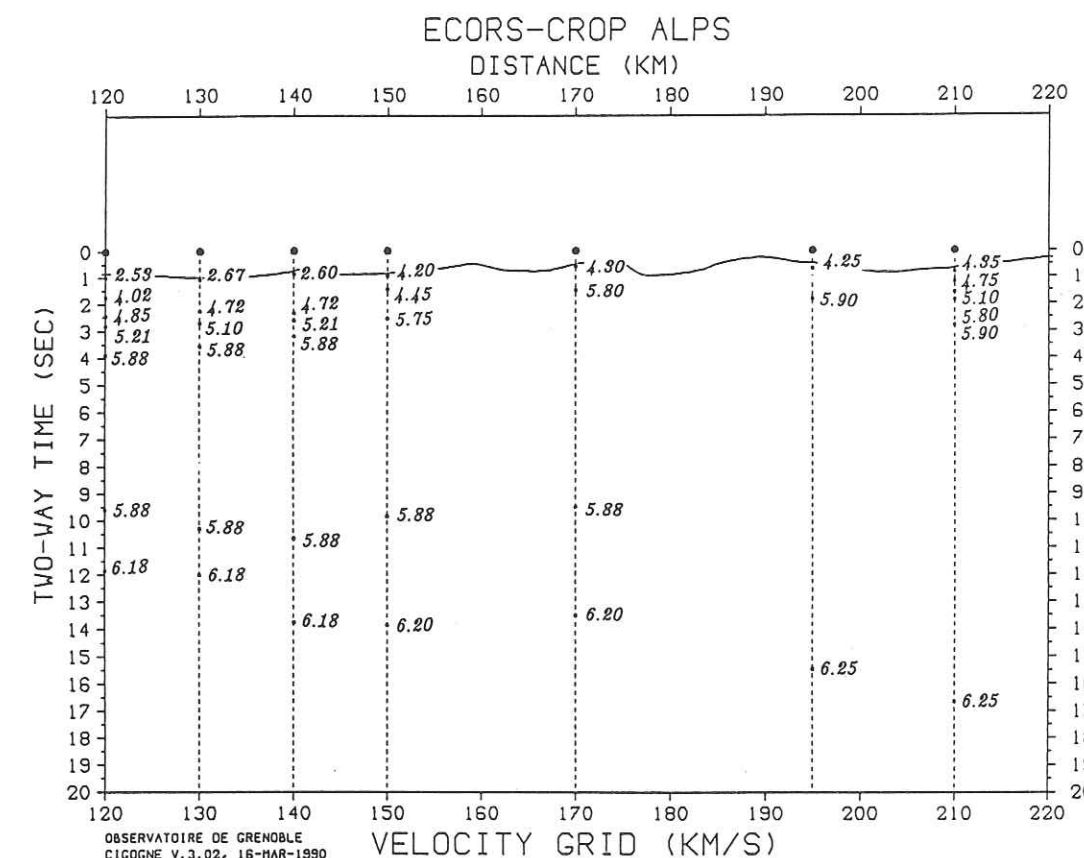


Fig.2 Example of velocity grid. (Surface is drawn using the elevation static corrections, datum plane at altitude 2400 m). Values are velocities in km/s, averaged from the surface.

automatic line-drawing can also be used if the signal-to-noise ratio is acceptable. We follow Stiller and Thomas (1990) in their statement that both methods complement each other and form a basis for a solid interpretation.

A second drawback is the use of spherical wavefronts, which may appear an oversimplification of the problem. To test this point, we checked that the velocity variation between the unmigrated and migrated positions of the reflective element is usually negligible: a velocity variation higher than .3 km/s is observed only for .5% of the data. Conventional digital migrations are always very sensitive to the velocity model (Yilmaz and Chambers, 1984; Berkhout, 1984), and in particular those based on ray-tracing methods result in migrated sections with unstable dips. The program proposed by Unger (1988) uses a linear velocity increase with depth and doesn't take into account altitude variations, two conditions that are not

acceptable in the Alps. In our method, velocity is of course an important parameter to transform the time section into a depth section, but the migration itself is not so much sensitive to velocity variations.

The computing time amounts to a few seconds for processing several thousands of reflectors, whereas conventional digital methods require several hours. Very little computer memory is required, to such an extent that even a microcomputer can handle the work. The process can be interactive, which gives the possibility to test different velocity models and different line-drawings. For instance, several data files can be used to enrich the final section suitably.

#### Conclusion

The fastness of the process and the advantages described hereover make this method a good



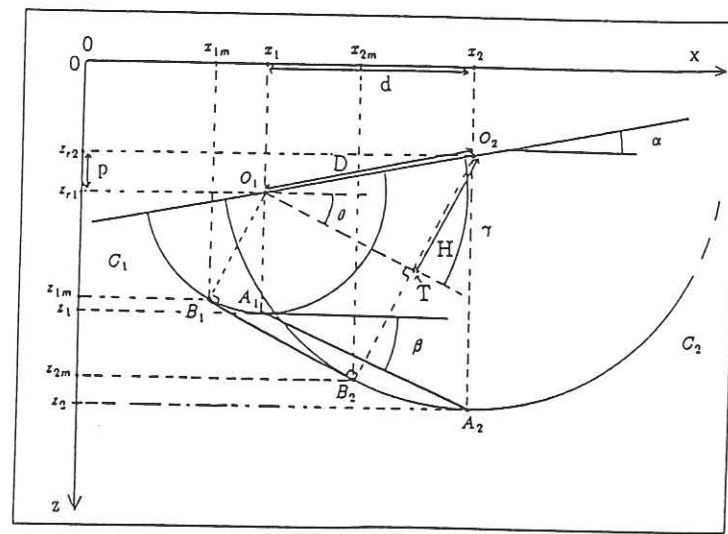


Fig.3 Trigonometric construction showing the relations between the dip of the unmigrated reflector  $A_1A_2$  ( $\beta$ ), the dip of the surface ( $\alpha$ ) and the dip of the migrated reflector  $B_1B_2$  ( $\theta$ ).

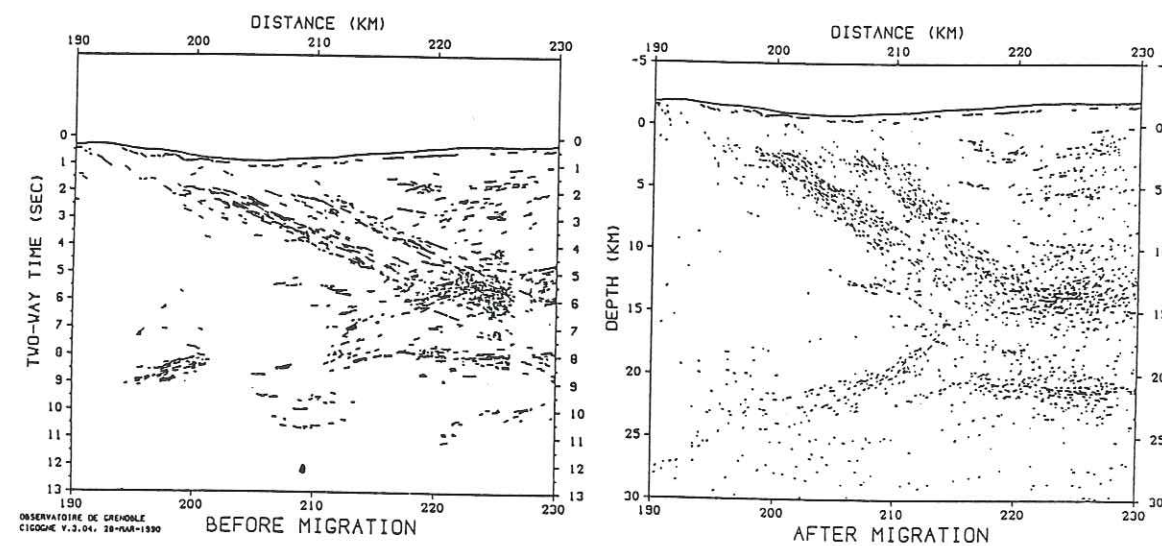


Fig.4 Unmigrated time section (a) and migrated depth section (b) of part of the ECORS Alps profile (ALP1). The two bands correspond to the Frontal Pennine Thrust.

alternative solution to the problem of migrating deep seismic data. These results are of course not claimed to be better than those obtained by other migrations (e.g. Damotte *et al.*, 1990). Simply, we believe that a comparison between several migration methods is highly commendable, especially at great depth where it allows us to confirm or reject some structural interpretations.

#### References

- Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G.V., et al., Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, 1461-1470, 1987.

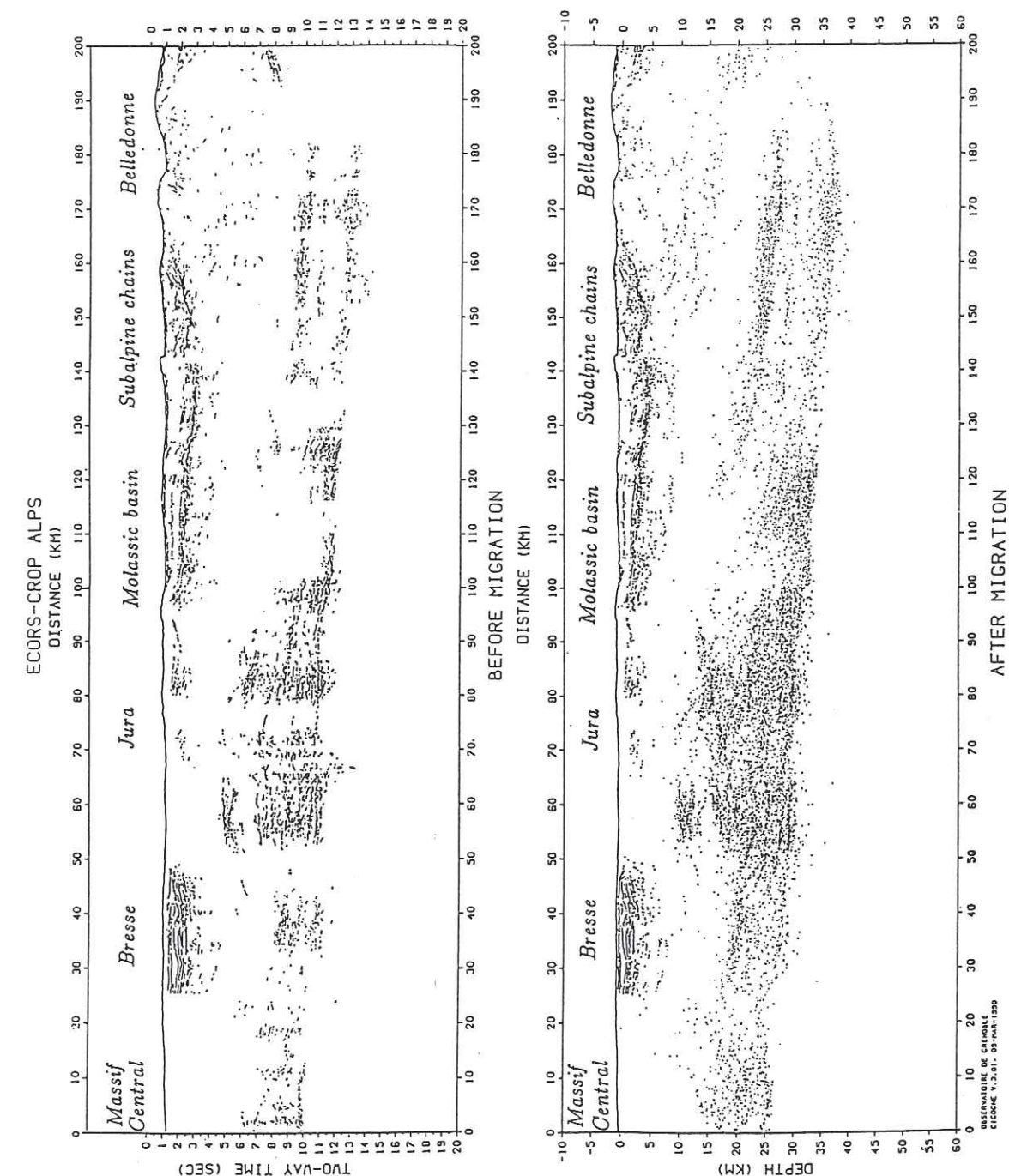


Fig.5 Unmigrated time section (a) and migrated depth section (b) of the line-drawing of the ECORS Alps profiles between Massif Central and Belledonne Massif.



## 406 GEOMETRICAL MIGRATION OF LINE-DRAWINGS

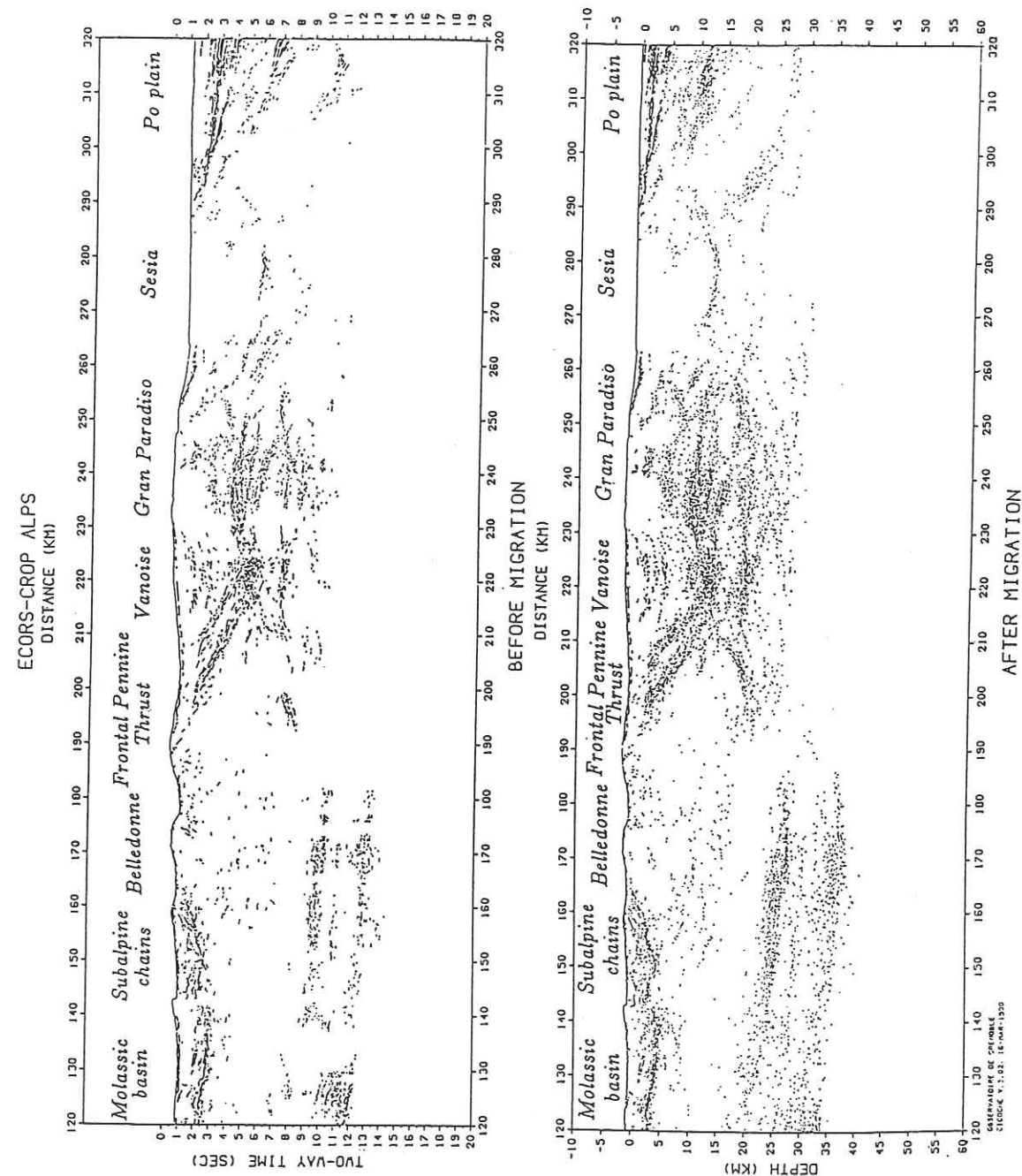


Fig. 6 Unmigrated time section (a) and migrated depth section (b) of the line-drawing of the ECORS-CROP Alps profiles between the Belledonne Massif and the Po Plain.

- Berkhout, A.J., Seismic migration: imaging of acoustic energy by wave field extrapolation, Elsevier, Amsterdam, 1984.
- Damotte, B., Nicolich, R., Cazes, M., et al., Mise en œuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô-Massif central, In: Roure, F., Heitzmann, P., and Polino, R., Eds., Deep structure of the Alps. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156, 65-76, 1990.
- Hagedoorn, J.G., A process of seismic reflection interpretation, *Geophys. Prosp.*, 2, 85-127, 1954.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., et al., Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse, *Geology*, 18, 587-590, 1990.
- Raynaud, B., A 2-D, ray-based, depth migration method for deep seismic reflections, *Geophys. J.*, 93, 163-171, 1987.
- Sattlegger, J.W., and Stiller, P.K., Section migration, before stack, after stack, or inbetween, *Geophys. Prosp.*, 22, 297-314, 1974.
- Sheriff, R.E., and Geldart, L.P., Exploration seismology (vol. 1), Cambridge University Press, 1982.
- Stiller, M., and Thomas, R., In *DEKORP Atlas*, Meissner, R., and Bortfeld, R. K., eds., 7-10, 1990.
- Unger, J.D., A PC Program for Migration of Seismic Reflection Profiles, *Geobyte*, 42-52, 1988.
- Warner, M., Migration - Why doesn't it work for deep continental data?, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 21-26, 1987.
- Yilmaz, O., and Chambers, R., Migration velocity analysis by wave-field extrapolation, *Geophysics*, 49, 1664-1674, 1984.

**7.2. Comparaison de différentes techniques de migration.** — Nous venons de voir que les données de sismique réflexion verticale peuvent être migrées en utilisant une technique géométrique peut-être abusivement trop simple qui suppose des variations relativement continues de la vitesse moyenne surface-réflecteur dans la croûte. Pour tester la validité de cette hypothèse et la fiabilité de la méthode, nous allons comparer la coupe migrée obtenue à celles résultant d'autres techniques de migration.

Guellec *et al.* (1990) et Truffert *et al.* (1990) ont migré le pointé de la coupe Ecors-Crop à l'aide du programme Raymig — développé par Raynaud (1988) et disponible à l'IFP — qui utilise une migration géométrique par tracé de rais (désignée par MTR dans la suite du texte). Leur pointé comporte environ 3 000 réflecteurs (fig. 1.8b), sélectionnés comme étant les plus énergétiques et de longueur supérieure à la cinquantaine de mètres. À quelques détails près — notamment, prise en compte de réflecteurs mantelliques profonds sous le Jura —, ce pointé est celui auquel était finalement parvenu le groupe de profil.

Le programme Raymig est fondé sur un tracé de rais dans un milieu bi-dimensionnel (variation verticale et latérale de la vitesse), donc prenant en compte la réfraction des rais. On est par conséquent amené à définir au préalable la structure de vitesse le long de l'ensemble de la coupe. Il s'agit là d'une étape importante mais peu aisée, même si l'on essaie de se rattacher aux résultats de sismologie expérimentale.

La figure 1.8a a été construite en s'inspirant largement — du moins pour les zones internes — d'une coupe gravimétrique interprétative : les vitesses des ensembles non sédimentaires ont été calculées à partir des masses volumiques en utilisant une relation standard (Perrier & Ruegg, 1973). Pour les zones externes, ont été adoptées pour la croûte supérieure, la croûte inférieure et le manteau supérieur, des vitesses très voisines de celles proposées par Michel (1978). Les ensembles sédimentaires de la Bresse, du Jura et du Bassin molassique se sont vu attribuer une vitesse moyenne globale, en accord avec Bergerat *et al.* (1990). Pour pouvoir raisonner à deux dimensions, le traitement du pointé par Raymig est effectué en supposant nul l'angle  $\beta$  entre la direction du profil et la direction principale du pendage des structures.

Pour un certain nombre de réflecteurs, en particulier ceux situés dans la zone pennique et les réflecteurs mantelliques profonds sous le Jura et la Bresse, on observe après migration une importante déformation qui se traduit par l'apparition d'un rayon de



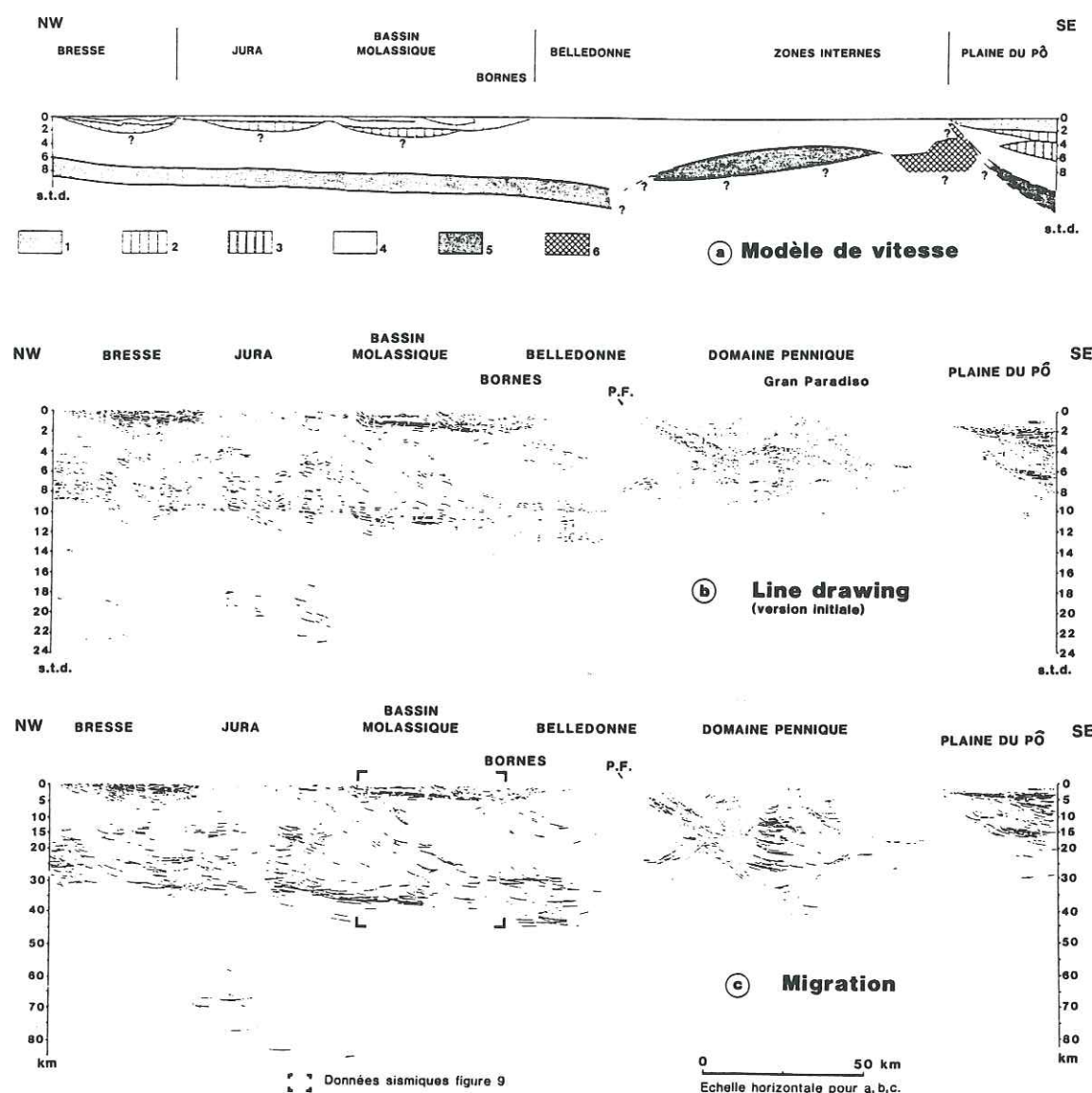


FIG. 1.8. — Migration par tracé de rais (MTR). (a) = Modèle de vitesse utilisé lors du tracé de rais : 1 = Cénozoïque ( $4,0 \text{ km.s}^{-1}$ ) ; 2 = Mésozoïque ( $5,0 \text{ km.s}^{-1}$ ) ; 3 = Paléozoïque et Mésozoïque de la plaine du Pô ( $5,8 \text{ km.s}^{-1}$ ) ; 4 = croûte supérieure ( $6,0 \text{ km.s}^{-1}$ ) ; 5 = croûte inférieure ( $6,8 \text{ km.s}^{-1}$ ) ; 6 = corps d'Ivrée ( $7,8 \text{ km.s}^{-1}$ ). (b) = Pointé utilisé. (c) = Résultat de la migration, avec filtre pour éliminer les réflecteurs de pendage supérieur à  $60^\circ$ . D'après GUELLEC *et al.*, 1990.

courbure marqué. Ces « sourires » sont des artéfacts classiques lors des traitements de migration. Ils peuvent résulter de fortes variations latérales de vitesse, non prises en compte ici, ou d'une variation de l'angle  $\beta$  le long du profil. Dans la figure finale 1.8c, ces « sourires » ont été partiellement éliminés en appliquant un filtrage qui ne retient que les réflecteurs de pendage inférieur à  $60^\circ$ , procédé drastique qui contient une certaine part d'arbitraire.

La différence principale entre les résultats de la migration MTR (fig. 1.8c) et de la migration par tangentes communes (MTC) exposée à la section 7.1 se situe au niveau du nombre et de la longueur des éléments réfléchissants migrés. La migration MTC ne travaille en effet que sur des éléments de 200 m de long au maximum alors que la

migration MTR utilise des réflecteurs complets, éventuellement de taille pluri-kilométrique. Dans la migration MTC, on a de plus préféré pointer des réflecteurs discontinus tandis que, dans la migration MTR, le pointé utilisé était déjà beaucoup plus interprétatif (interpolation de certains niveaux réfléchissants). Il en résulte, pour la migration MTC un aspect plus pointilliste.

Sous les zones externes, les deux migrations font ressortir le pendage régulier du Moho, ainsi que la réflectivité de la croûte inférieure. Le calage en profondeur des principaux niveaux est généralement très comparable. Sur la migration MTR, les structures profondes sous la Bresse semblent encore souffrir d'un effet de *pull-down*, moins marqué sur la migration MTC. Cette dernière fait ressortir, sous le Jura, des structures en forme de coins situées à moins de 10 km de profondeur. Un approfondissement subit du Moho est visible sur la migration MTR sous le massif des Bornes, alors qu'il n'apparaît pas sur la migration MTC. Il s'agit là pour partie d'un problème lié au raccord des profils Alp2 et Alp1 (vers le km 142). En soignant la prise en compte de l'altimétrie, la migration MTC montre à cet endroit un décalage du socle, avec un compartiment sud-est dominant de 2 à 3 km le compartiment nord-ouest. Comme les deux profils se relaient à cet endroit en baïonnette avec un décalage horizontal de l'ordre de 10 km, il est difficile de faire la part d'un éventuel pendage dans cette dénivelée. Il est cependant possible que l'on voie là se dessiner une écaïlle de socle subalpin plus externe que l'écaïlle principale de Belledonne (cf. chap. 4, ss-chap. 6).

La zone de cisaillement située à la base de cette écaïlle principale ressort de façon différente sur les deux coupes, car le pointé MTR, plus interprétatif, tendait à y voir plus de réflecteurs. La migration MTC ne fait que montrer à cet endroit une légère augmentation de la réflectivité, même si certaines zones apparaissent effectivement localement réfléchissantes. On retrouve en revanche sur les deux migrations la forme caractéristique de la base sud-est de l'écaïlle de Belledonne, très transparente à cet endroit, et dans laquelle se dessine, juste sous les réflecteurs du front pennique, une entaille qui suggère un éventuel sous-écaillage.

À l'inverse, la migration MTR a du mal à débrouiller l'enchevêtrement de réflecteurs situés sous la Vanoise et le Grand-Paradis. À cet endroit, la migration MTC fait au contraire ressortir plusieurs niveaux réfléchissants, avec une forme anticlinale sous le Grand-Paradis. L'image dominante est ici celle de matériaux provenant des zones internes et qui auraient été bloqués dans leur charriage vers l'extérieur de l'arc par le coin très rigide des massifs cristallins externes. Ce serait alors là un exemple très clair de « tectonique de crocodile ».

Par ailleurs, la cohérence latérale des réflecteurs (Hatton *et al.*, 1986) peut être utilisée pour pondérer la contribution de chaque échantillon dans une migration de Kirchhoff, de façon particulièrement efficace lorsque la section est bruitée (Milkereit, 1987). Une telle technique de migration a été développée par Bano (1989), et la figure 1.9 en montre l'application à la partie plus spécifiquement alpine du profil Ecors-Crop (Mugnier & Marthelot, 1991).

La comparaison entre les figures 1.9 (MCP) et 1.10 (MTC) montre un bon accord général. La migration MTC semble cependant présenter plus de « sourires » que la migration MCP, tout particulièrement à grande profondeur (phénomène bien visible au niveau de la terminaison de la croûte inférieure litée, sous le massif de Belledonne). La



migration MCP fournit surtout une image beaucoup plus fine de la plupart des réflecteurs. Les structures synformes sous la Vanoise sont malgré tout peu visibles (fig. 1.11) ; elles apparaissent un peu mieux avec la migration MTC (fig. 1.12). En revanche, la migration MCP montre une croûte supérieure très réfective à l'extrémité est du profil (sous le Grand-Paradis), un phénomène qui n'apparaît pas sur la migration MTC.

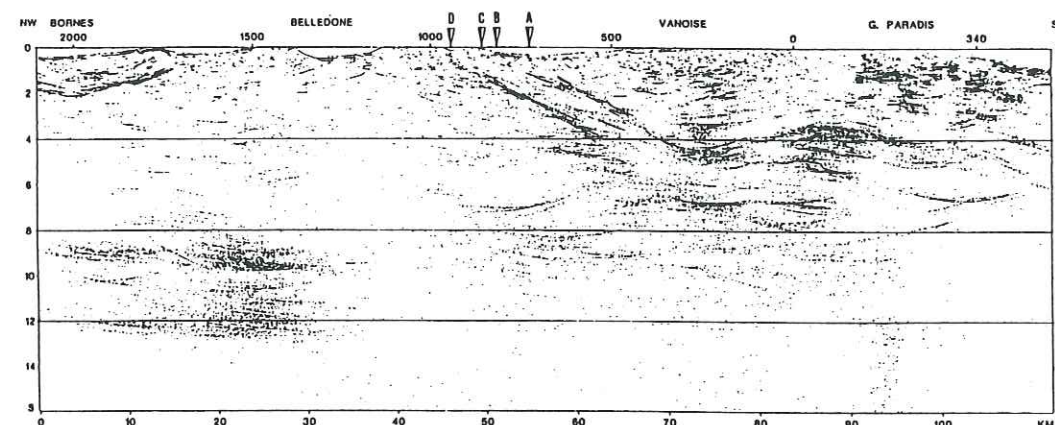


FIG. 1.9. – Migration par cohérence pondérée (MCP) entre le massif des Bornes et les zones internes. Une vitesse de  $6 \text{ km.s}^{-1}$  est utilisée dans la migration. D'après MUGNIER & MARTHELOT, 1991.

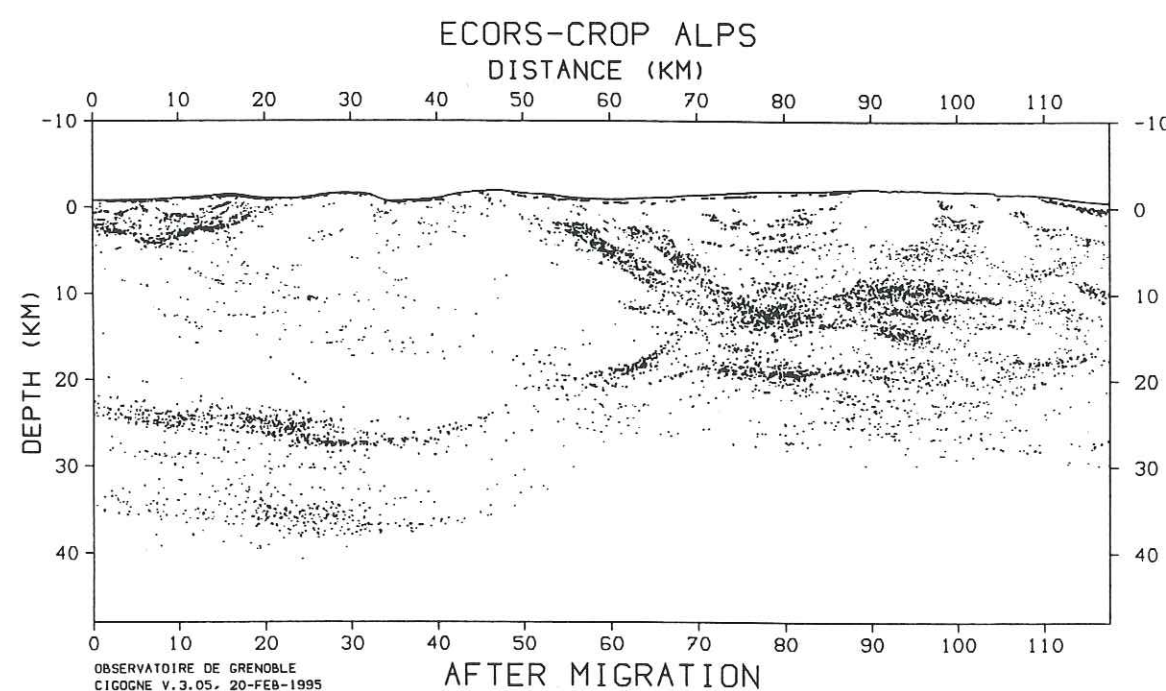


FIG. 1.10. – Migration par tangentes communes (MTC) de la partie de profil correspondant à la figure 1.9.

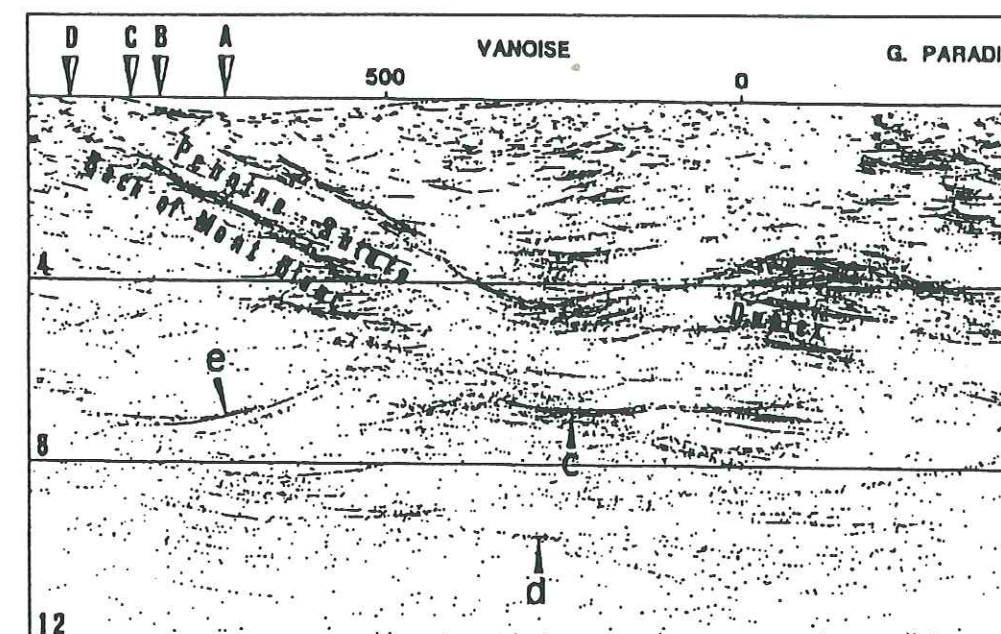


FIG. 1.11. – Migration par cohérence pondérée (MCP) entre le chevauchement pennique frontal et le massif du Grand-Paradis. D'après MUGNIER & MARTHELOT, 1991.

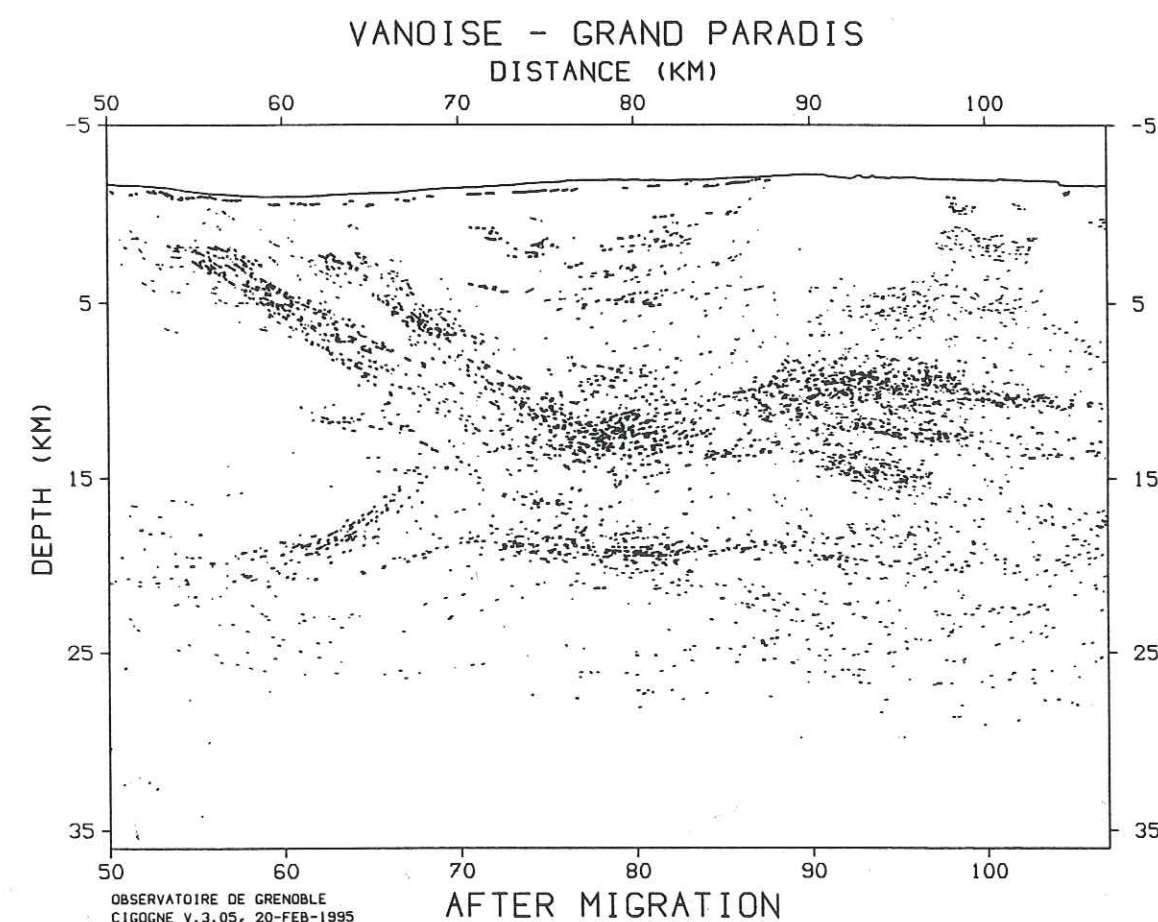


FIG. 1.12. – Migration par tangentes communes (MTC) de la partie de profil correspondant à la figure 1.11.



**7.3. Conclusions.** – La comparaison des résultats des trois migrations montre qu'il est essentiel, lorsqu'on migre des sections par de simples techniques géométriques, de ne pas interpoler ou extrapoler les réflecteurs de façon abusive. On obtient probablement des résultats plus objectifs en ne pointant les réflecteurs que localement – là où, effectivement, de l'énergie est présente. Les deux méthodes géométriques comparées ici (MTR et MTC) sont évidemment très rapides à mettre en œuvre. Elles ont toutes deux l'avantage de fournir des coupes-profondeur directement exploitables, en particulier pour la construction de coupes équilibrées. L'autre méthode (MCP) a un indéniable avantage d'objectivité ; elle génère moins d'artéfacts et semble conserver plus de détails. Elle est cependant beaucoup plus lourde et ne prend pas en compte les variations de vitesse à l'intérieur de la croûte. Nous ne prétendons pas, en utilisant la technique exposée plus haut (section 7.1), obtenir de meilleurs résultats que les migrations numériques. Nous pensons simplement avoir fait la preuve que la comparaison de coupes migrées par différentes méthodes est utile pour pouvoir décider en connaissance de cause de la géométrie de certains réflecteurs, en particulier à grande profondeur.

## 8. COMPARAISON AVEC LES PROFILS SUISSES PNR/NFP-20

Le profil Ecors-Crop Alpes n'est que le plus occidental des profils qui ont été réalisés au travers des Alpes dans les années quatre-vingt. Les profils du programme suisse PNR/NFP-20, pour la plupart constitués de plusieurs tronçons, ont échantillonné les Alpes centrales du Valais à l'Engadine (fig. 1.13). Ces tronçons sont de longueur

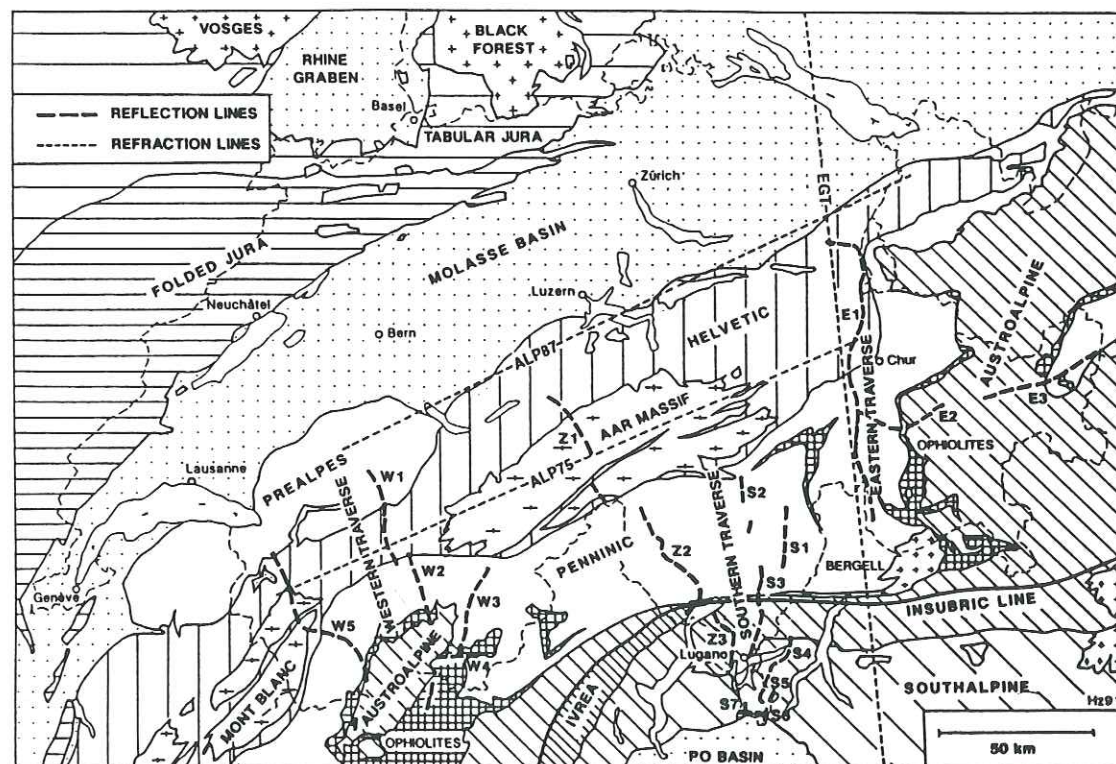


FIG. 1.13. – Position des profils sismiques de réflexion verticale dans les Alpes occidentales et centrales. D'après HEITZMANN *et al.*, 1991.

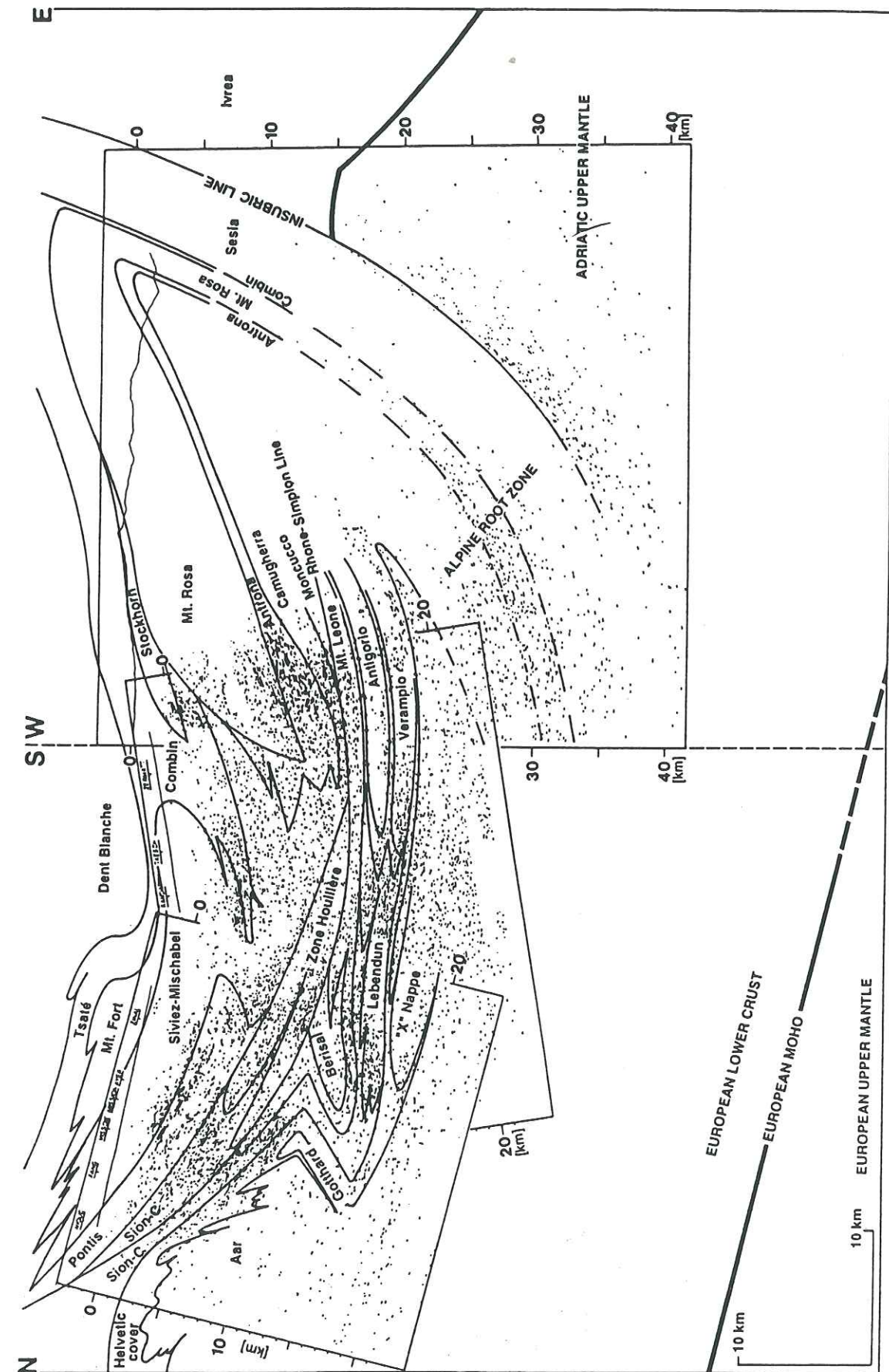


FIG. 1.14. – Migration en profondeur des tronçons W2, W3 et W4 du profil PNR/NFP-20 occidental. D'après MARCHANT, 1993.



réduite (quelques dizaines de kilomètres), et, aucun d'entre eux ne recoupant la totalité de la chaîne, un travail de synthèse est indispensable pour en avoir une vision globale (Heitzmann *et al.*, 1991 ; Marchant, 1993). Nous ne ferons ici que résumer les résultats obtenus pour la croûte profonde et le Moho, sans détailler les premiers kilomètres de chaque section.

Le profil PNR/NFP-20 occidental est composé de cinq tronçons échantillonnant le domaine situé entre le massif des Aiguilles-Rouges et celui de l'Aar, depuis les Préalpes jusqu'aux nappes penniques, mais sans atteindre la ligne insubrienne. Il correspond donc plutôt à une acquisition de données tridimensionnelle, dont l'interprétation reste délicate en raison des rabattements nécessaires pour tenir compte des différentes orientations des tronçons par rapport aux structures. Marchant (1993) a discuté en détail la géométrie de nombreux niveaux réfléchissants dans les vingt premiers kilomètres de la croûte, où s'expriment selon lui les plis et déversements de très grande échelle du domaine pennique (fig. 1.14). Le Moho autochtone n'apparaît que très faiblement sur les tronçons W1, W2 et W5 ; en revanche, le tronçon W4 fait apparaître, vers 30 km de profondeur, un réflecteur fortement penté (45°). Celui-ci est interprété comme le toit d'une unité de manteau supérieur (poinçon adriatique), dont la géométrie se redresse en surface pour se raccorder à la ligne insubrienne. Dans le schéma de la figure 1.14, il faut cependant noter que le Moho autochtone et la croûte inférieure correspondante s'enfoncent à grande profondeur sous le poinçon adriatique sans qu'aucune donnée ne vienne contraindre ce phénomène.

Le profil PNR/NFP-20 central comprend trois tronçons constituant une ligne pratiquement continue depuis les nappes préalpines jusqu'au lac de Côme. La coupe migrée en profondeur (fig. 1.15) montre essentiellement, vers le nord-ouest, le litage de la croûte inférieure du domaine externe, ainsi que des réflecteurs situés entre 8 et 15 km de profondeur, et qui sont interprétés comme étant liés au chevauchement des massifs cristallins externes sur le socle autochtone. Si le Moho autochtone peut être raisonnablement bien identifié jusqu'au contact Aar-Gothard (km 30 le long du profil), on perd ensuite rapidement sa trace. Les nappes penniques apparaissent ici comme étant

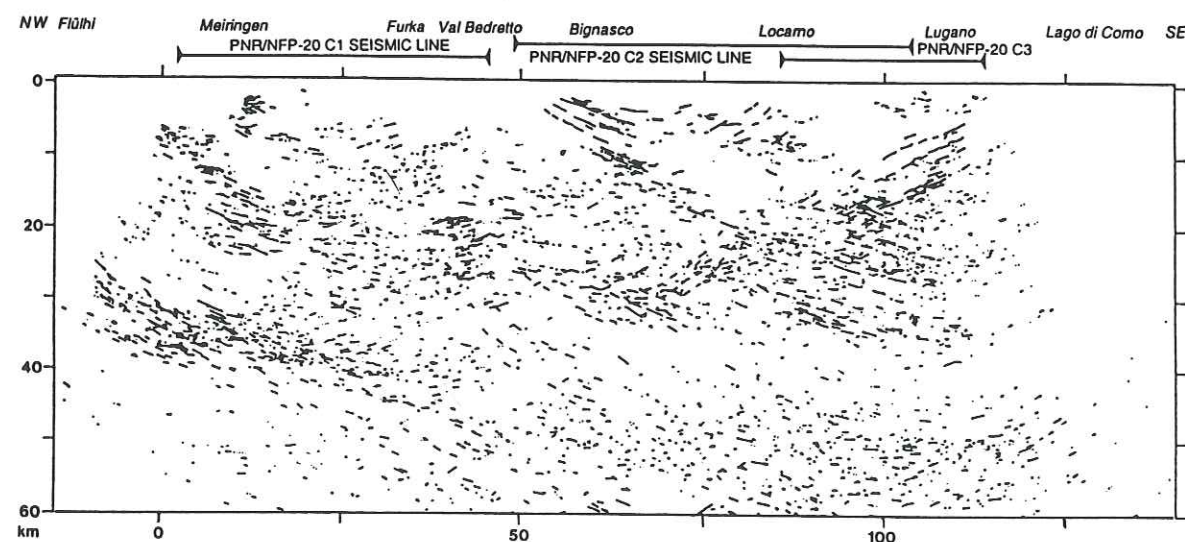


FIG. 1.15. – Migration en profondeur du profil PNR/NFP-20 central D'après VALASEK, 1992 et MARCHANT, 1993.

également très réfléchitives (km 50 à km 90), jusqu'à une profondeur d'environ 30 km où, comme dans le cas du profil Ecors-Crop Alpes, débute une zone plus transparente. Cette zone est également interprétée comme une écaille de manteau appartenant au poinçon adriatique détecté par le tronçon W4 (cf. ci-dessus). La faille insubrienne, recoupée par le profil au km 90, reste ici pour nous invisible. Plus au sud-est, la position du Moho adriatique est très ambiguë et donne lieu à plusieurs interprétations (plongement vers le nord-ouest ou vers le sud-est).

Le profil PNR/NFP-20 méridional est composé de cinq tronçons qui, comme le profil central, constituent une ligne pratiquement continue depuis le massif du Gothard jusqu'à la plaine du Pô. Le résultat le plus significatif a été obtenu le long du tronçon S1 (fig. 1.16) dont l'extrémité sud touche à la ligne insubrienne. Une zone réfléchissante est

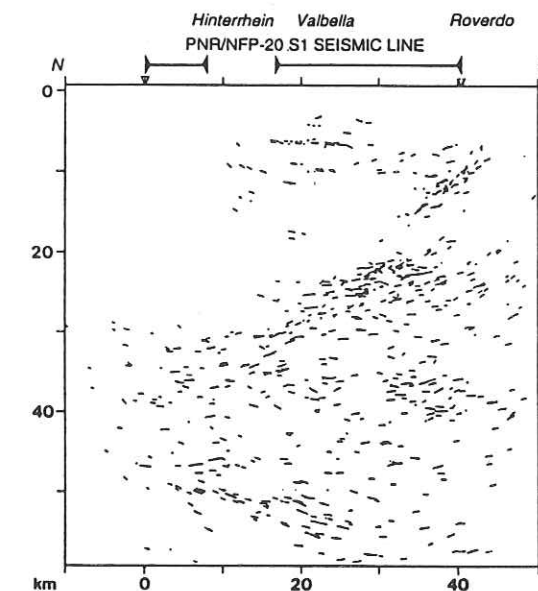


FIG. 1.16. – Migration en profondeur du tronçon S1 du profil PNR/NFP-20 sud. D'après VALASEK, 1992.

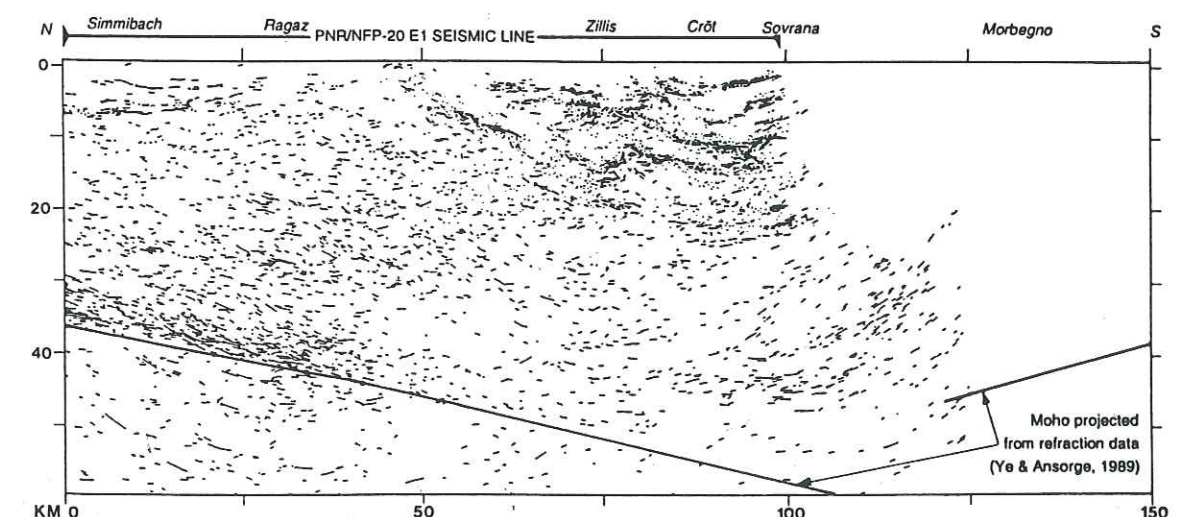


FIG. 1.17. – Migration en profondeur du tronçon E1 du profil PNR/NFP-20 est. D'après VALASEK, 1992 et MARCHANT, 1993.



visible en profondeur, et sa limite supérieure, pentée vers le nord, est à nouveau interprétée comme le toit du poinçon adriatique (entre 20 et 30 km de profondeur). Le Moho autochtone, avec un pendage vers le sud, constitue la limite inférieure de la zone réfléchissante. Le problème majeur posé par cette interprétation est que l'écaïlle de manteau est ici beaucoup plus réfléchissante que la croûte environnante, à l'inverse de ce qui est observé pour les autres profils où le toit de l'écaïlle est situé à la base d'une croûte réfléchissante.

Le profil PNR/NFP-20 oriental comporte principalement un tronçon orienté nord-sud qui recoupe le front pennique dans la région de Coire et se termine à 25 km au nord de la ligne insubrienne. C'est aussi l'un des plus connus des profils suisses : outre le fait qu'il a été le premier profil réalisé dans les Alpes suisses, il concentre sur une longueur de 100 km l'ensemble des problèmes structuraux mentionnés ci-dessus (fig. 1.17). C'est aussi ce profil qui permet la comparaison la plus aisée avec le profil Ecors-Crop Alpes, d'autant plus qu'il a été accompagné d'une expérience de sismique

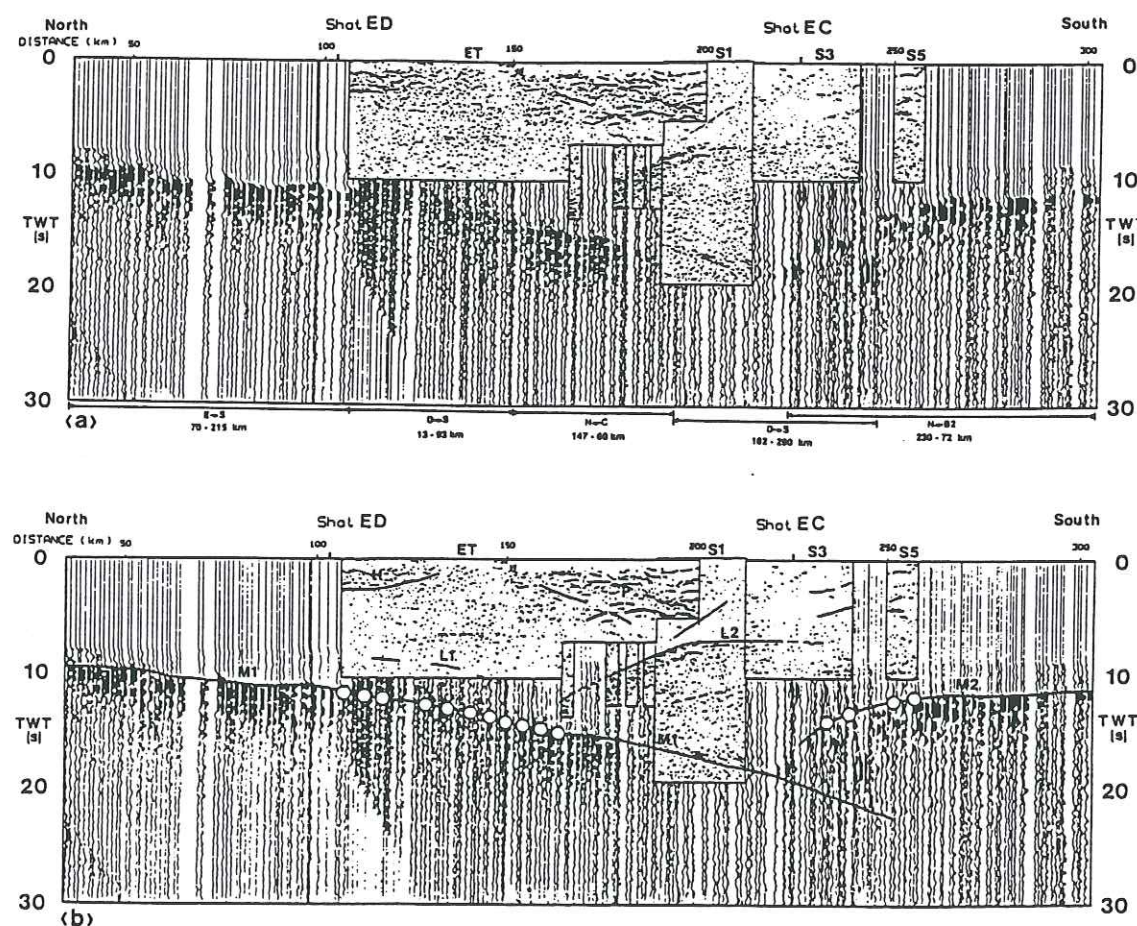


FIG. 1.18. — Section nord-sud (lac de Constance-plaine du Pô) montrant les réflexions grand-angle obtenues sur le Moho européen et sur le Moho adriatique. Les résultats obtenus par les tronçons ET (E1), S1, S3 et S5 sont présentés de façon composite en superposition, bien que ces projections sur plusieurs dizaines de kilomètres de distance soient discutables. Les cercles blancs, qui indiquent les endroits où la sismique réflexion verticale a touché le Moho, sont en bon accord avec les résultats de sismique réflexion grand-angle. D'après ETH WORKING GROUP ON DEEP SEISMIC PROFILING, 1991.

grand-angle (fig. 1.18) qui a fourni d'excellents résultats (ETH Working Group on Deep Seismic Profiling, 1991).

La croûte inférieure est là aussi bien visible dans le domaine externe jusqu'au front pennique (km 50 le long du profil), avec un pendage vers le sud. Le chevauchement pennique est caractérisé par une zone réfléchissante s'appuyant sur le flanc méridional du massif de l'Aar et s'enracinant plus au sud sous un complexe de nappes en s'horizontalisant, de façon très semblable à ce qui est observé sur le profil Ecors-Crop Alpes. En revanche, ce profil n'image qu'imparfaitement le poinçon adriatique qui n'apparaît que sous la forme de réflecteurs à pendage nord (entre 30 et 40 km de profondeur) interprétés comme caractérisant la croûte supérieure adriatique.

### 9. BILAN DE L'APPORT DU PROFIL ECORS-CROP ALPES

Les expériences de sismique du profil Ecors-Crop Alpes ont été complétées par une campagne gravimétrique destinée à accroître le nombre de points de mesure le long du profil. (Ceux-ci étaient particulièrement très peu nombreux du côté français.) Avec une densité d'environ un point de mesure pour 10 km<sup>2</sup>, une nouvelle carte d'anomalie de Bouguer a pu être établie. Plusieurs modèles ont été testés qui prennent en compte les données de sismique réflexion grand-angle et celles de sismique réflexion verticale. Dans le modèle de la figure 1.19 — comme d'ailleurs dans les autres modèles testés —, Bayer *et al.* (1989) démontrent qu'il est nécessaire d'introduire une structure de forte masse volumique sous le Grand-Paradis. Ces modèles permettent également de préciser la géométrie du chevauchement lithosphérique, avec une flèche ici estimée à  $80 \pm 15$  km.

Parallèlement à la campagne gravimétrique s'est déroulée une mission aéromagnétique qui a permis une modélisation de l'anomalie magnétique le long du profil. Après prise en compte de l'effet latéral de structures très magnétisées telles que le massif de Lanzo, Rey *et al.* (1990) aboutissent à la conclusion que l'anomalie magnétique résiduelle observée sous le Grand-Paradis a son origine dans le domaine de profondeur 20–25 km. Dans le modèle de la figure 1.19, ce domaine de profondeur correspond à la croûte inférieure (?) qui surmonte l'écaïlle de plus forte masse volumique.

La mise en évidence par la sismique du réflecteur situé vers 25 km de profondeur sous le Grand-Paradis est donc l'un des résultats majeurs obtenus, et l'accord avec les méthodes potentielles permet d'être assez confiant dans son existence. Il est peu probable que ce réflecteur corresponde à une transition granulite-éclogite, car une telle transition se produit sur plus de 10 km de profondeur (Ringwood, 1975), ce qui ne permettrait pas l'observation de réflexions grand-angle. La structure mise en évidence doit donc correspondre à une écaïlle de manteau, comme la modélisation gravimétrique le laisse bien supposer.

Si le profil Ecors-Crop Alpes a permis d'avoir une meilleure vision globale de la structure de la chaîne, la déception majeure est de ne pas avoir obtenu de résultats aboutissant à un modèle d'évolution non équivoque dans son interprétation. Le fait que la sismique réflexion verticale n'ait pu pénétrer la croûte du domaine interne au-delà de 30 km de profondeur a été un facteur déterminant de cet échec relatif. Cependant,



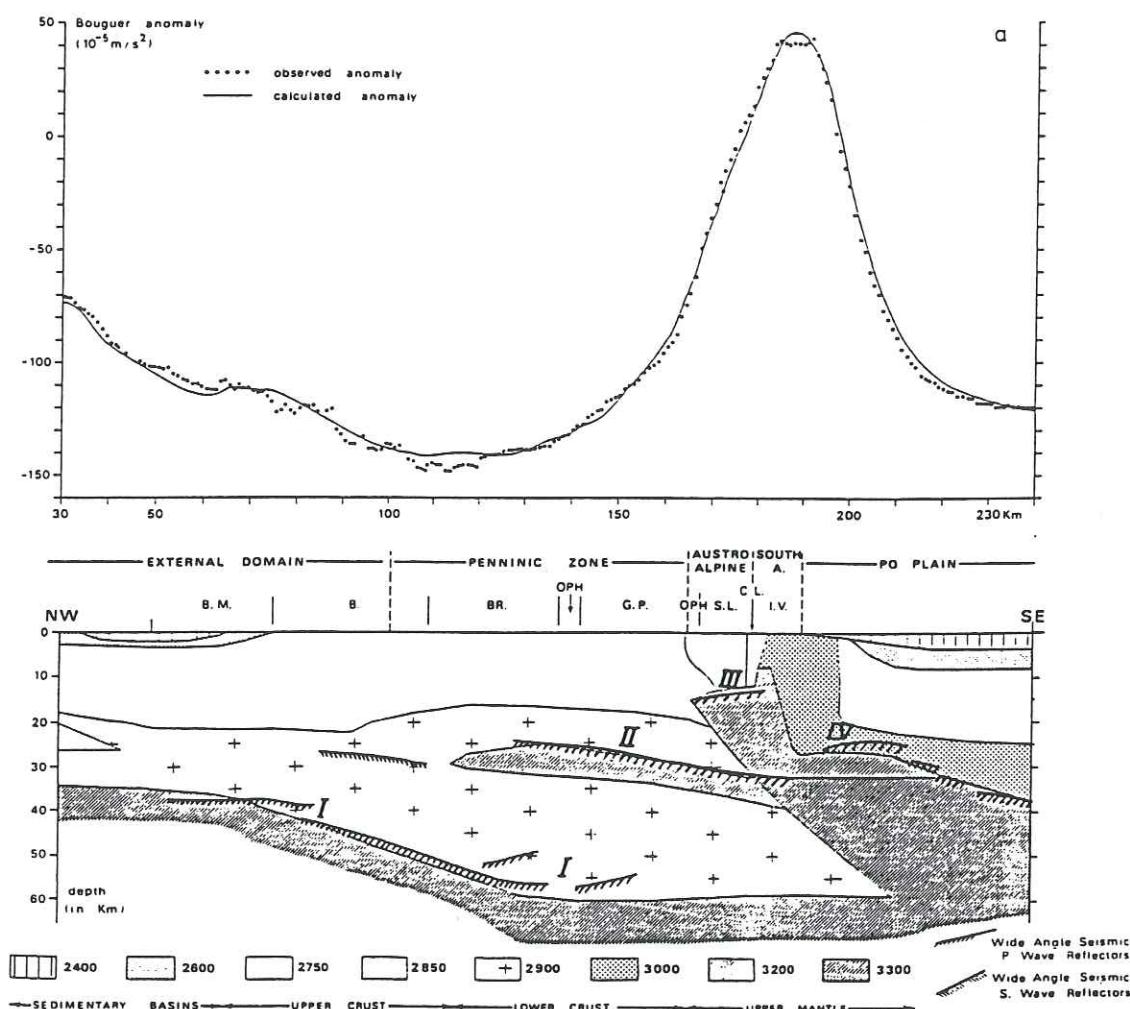


FIG. 1.19. — Modélisation gravimétrique le long du profil Ecorse-Crop. Masses volumiques en  $\text{kg.m}^{-3}$ . D'après BAYER *et al.*, 1989.

l'écaillage lithosphérique mis en évidence confirme les hypothèses émises au chapitre 2. La vision de Mattauer (1983) d'un prisme d'accrétion crustal doit donc être modifiée en celle d'un prisme d'accrétion lithosphérique (Nicolas *et al.*, 1990a et 1990b), résultat de la fermeture de l'océan piémontais et de la collision continentale qui a suivi.

Pour mettre en place une telle écaille mantellique, il faut imaginer, au sein de la plaque européenne, un chevauchement affectant celle-ci sur toute son épaisseur. Une zone de faiblesse qui aurait alors pu être utilisée est celle correspondant au rifting valaisan qui, au début du Crétacé (130 Ma), a fonctionné parallèlement au rifting piémontais, isolant ainsi le bloc briançonnais du reste du continent européen (Frisch, 1979 ; Lemoine & Trümpy, 1987). Dans cette optique, il serait alors logique de faire émerger ce chevauchement là où se trouvait l'ancien océan valaisan, c'est-à-dire au voisinage du chevauchement pennique frontal. Par ailleurs, plus à l'ouest, sous le massif de Belledonne, le prisme d'accrétion lithosphérique peut fort bien se poursuivre par un prisme d'accrétion crustal qui expliquerait alors le fort raccourcissement observé dans les chaînes subalpines. Le mécanisme que nous invoquons ici pour la mise en place de l'écaille mantellique — réutilisation de zones de faiblesse liées au rifting — est une idée

plus généralement mise en avant pour expliquer la cinématique des Alpes occidentales (Ménard, 1988 ; Vialon *et al.*, 1989 ; Vialon, 1990).

Un autre point important mis en évidence par la sismique réflexion grand-angle est la géométrie en marches d'escalier du Moho sous la plaine du Pô. S'y adjoignent les résultats obtenus par la sismique réflexion verticale dans le remplissage sédimentaire sus-jacent (Roure *et al.*, 1989 et 1990), avec une possibilité de décrochements. Or, le raccourcissement total généralement invoqué pour les Alpes est important : par exemple 130 km pour Laubscher (1988), plusieurs centaines de kilomètres pour Butler (1986). Bien que ces valeurs soient très peu contraintes, elles demeurent bien supérieures à celle de 80 km estimée pour la flèche de l'écaille mantellique (cf. ci-dessus p. 135 les conclusions de l'inversion gravimétrique). C'est peut-être dans ces décrochements à vergence sud-est masqués par la plaine du Pô qu'il faut aller chercher un raccourcissement complémentaire de plusieurs dizaines de kilomètres. Roure *et al.* (1990) développent cette idée pour proposer un schéma d'évolution de la chaîne en trois étapes : (i) formation d'un prisme d'accrétion lithosphérique ; (ii) décrochements vers l'est ; (iii) poursuite de l'écaillage crustal vers l'ouest.



## CHAPITRE 4

### SISMICITÉ ET SISMOTECTONIQUE

#### 1. SISMICITÉ DES ALPES OCCIDENTALES UN ÉTAT DES LIEUX À LA FIN DES ANNÉES QUATRE-VINGT

**1.1. La sismicité historique.** — La sismicité des Alpes occidentales s'inscrit dans le contexte plus général de l'affrontement Afrique-Eurasie, et plus particulièrement du poinçonnement de la plaque Eurasie par la microplaque Adriatique (cf. prologue). Cette sismicité est habituellement modérée, mais des dégâts immobiliers peuvent survenir tous les deux ou trois ans, tandis que les véritables catastrophes, beaucoup plus rares, n'apparaissent qu'une ou deux fois par siècle.

Pour les Alpes occidentales, la sismicité historique (nous désignons par là la sismicité correspondant à des séismes atteignant ou dépassant l'intensité II MSK, donc ressentis) a surtout bénéficié des travaux de Rothé (1941, 1946 & 1972) et de Rothé & Dechevoy (1954 & 1967), partiellement repris et complétés par Fréchet (1978) et Vogt (1979). La figure 1.20 montre à titre indicatif l'une des premières cartes de sismicité établie par Rothé (1941), et qui faisait déjà apparaître, avec beaucoup de prémonition, les deux zones les plus actives baptisées « arc briançonnais » et « arc piémontais ».

La table 1.1 (Fréchet & Thouvenot, 1995) répertorie les séismes des Alpes occidentales et de leurs abords qui ont été ressentis avec une intensité maximale supérieure ou égale à VIII (destruction de bâtiments) de 1300 à nos jours. Le domaine géographique étudié est ici : 4,5° E – 8,1° E et 43° N – 47° N. Nous n'avons conservé que les événements dont l'intensité maximale atteignait ou dépassait VIII de façon nette, en rejetant les estimations VII–VIII. L'estimation de l'intensité maximale, souvent délicate, est d'autant plus difficile que l'événement est ancien. Une comparaison de cette liste avec les bases de données suisse et italienne montre quelques différences par endroits.

La figure 1.21 est une carte des épicentres macrosismiques de tous les séismes ressentis connus. Elle est fondée sur le fichier de sismicité historique constitué par Fréchet (1978) pour la période 1500–1977, complété par la suite. La précision des localisations diffère en fonction de la date des séismes. Jusqu'en 1920 environ, les localisations sont celles correspondant à l'épicentre macrosismique ; elles comportent donc de fortes incertitudes de localisation. Après cette date, les données instrumentales ont été de plus en plus nombreuses, permettant ainsi d'améliorer la précision. Pour les données les plus récentes (postérieures à 1976), l'ordre de grandeur pour les incertitudes horizontales est de 5 km pour les séismes les mieux contraints, de plusieurs dizaines



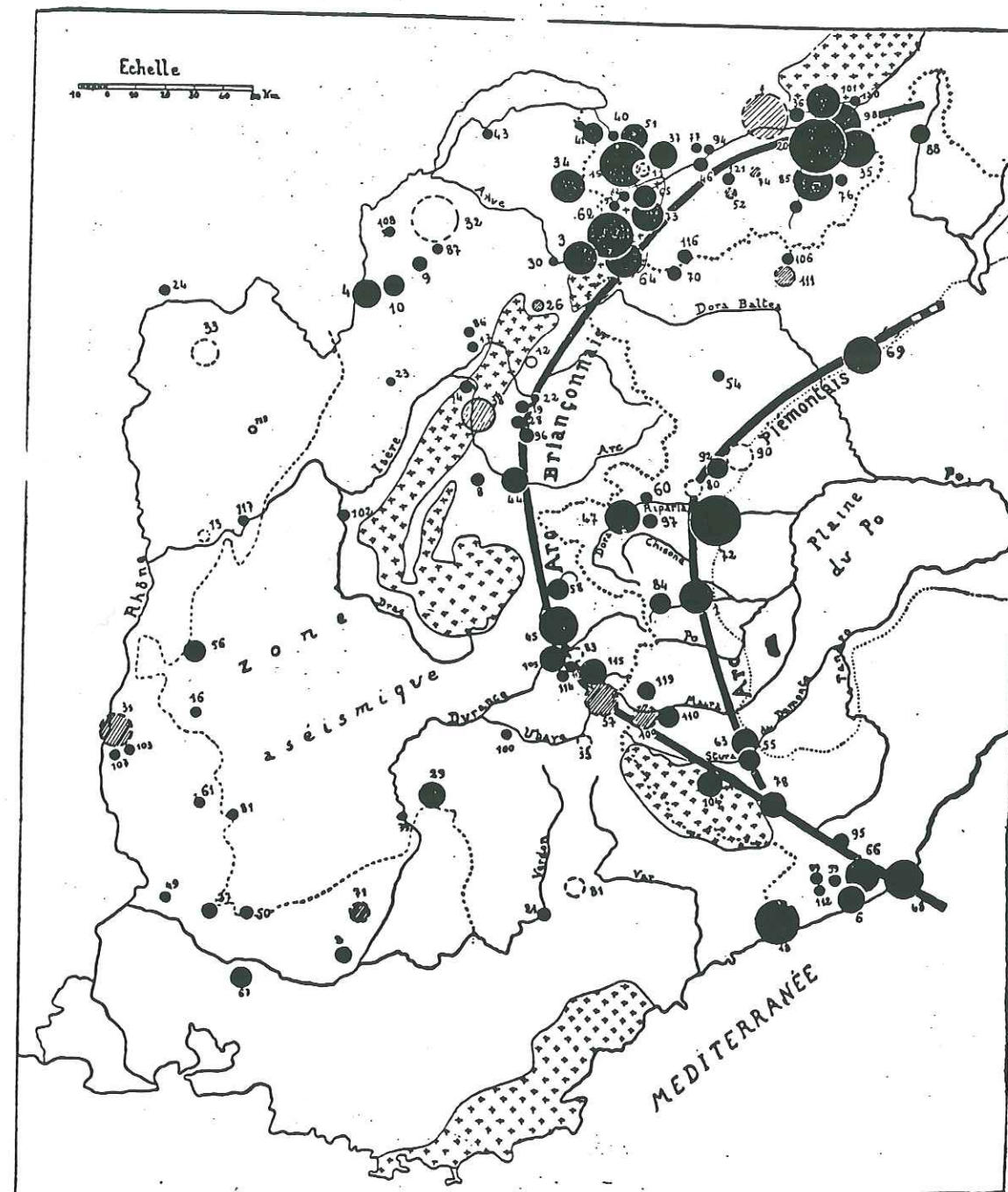


FIG. 1.20. — L'une des premières cartes de sismicité historique. D'après ROTHÉ, 1941.

de kilomètres dans les cas les moins favorables. L'incertitude sur la profondeur est généralement beaucoup plus importante.

Actuellement, les enquêtes macrosismiques continuent à être lancées par le Bureau central séismologique français (BCSF) dès que la magnitude atteint environ 3, mais il est clair que ces enquêtes ne peuvent établir une liste exhaustive des séismes ressentis. Certains séismes de faible magnitude (jusqu'à 2 environ) sont également ressentis lorsque les conditions sont propices (faible profondeur focale, faible distance épacentrale, effets de site, heure et/ou occupation propices). Ceux-là ne sont en général pas répertoriés, car l'information a peu de chance de quitter la zone épacentrale, sauf si

Date	Lat. (N)	Lon. (E)	Magn.	Location	Int.	Comment
22.03.1394	46.3	8.0		Wallis	VIII	
20.07.1564	44.0	7.2		Vésubie	X	7 villages destroyed, among which La Bollène and Roquebillière. 800-900 killed.
.....09.1600	45.7	7.9		E Aosta	IX	
15.02.1644	44.0	7.3		Vésubie	VIII	3 villages destroyed. Unknown number killed.
17.06.1676	45.5	8.0		NE Torino	VIII	
14.08.1708	43.8	5.8		Manosque	IX	Heavy damage at Manosque. Landslides.
09.12.1755	46.3	8.0		Wallis	VIII	
.....06.1772	44.4	4.8		Tricastin	VIII	Heavy damage at Clansayes.
02.04.1808	44.9	7.3		Pinerolo	VIII	Damage at Briançon and in the Queyras area.
20.03.1812	43.7	5.7		SW Manosque	IX	
23.03.1812	43.7	5.7		SW Manosque	IX	Heavy damage at Beaumont-de-Pertuis and Pierrevet.
26.03.1812	43.7	5.7		SW Manosque	VIII	Damage at Beaumont-de-Pertuis and Pierrevet.
11.03.1817	45.9	6.8		Aig. Rouges	VIII	
19.02.1822	45.8	5.8		Chautagne	VIII	
26.05.1831	43.9	7.8		Liguria	IX	
29.12.1854	43.8	7.9		Liguria	IX	Damage in Nice, Menton, and Cagnes.
25.07.1855	46.3	7.9		Wallis	IX	Damage in Chambéry and Chamonix.
23.11.1855	43.8	6.4		Verdon	IX	
12.12.1855	43.8	6.4		Verdon	VIII	Heavy damage at Chasteuil and Taulanne.
09.06.1863	44.0	6.2		SE Digne	VIII	
19.05.1866	44.2	6.1		Digne	VIII	
14.07.1873	44.5	4.7		Tricastin	VIII	
19.07.1873	44.5	4.7		Tricastin	VIII	Heavy damage in the Châteauneuf-du-Rhône area.
22.07.1881	45.4	6.2		Maurienne	VIII	
05.09.1886	45.1	7.3		Piedmont	VIII	
23.02.1887	43.9	8.1		Liguria	X	Heavy damage and several killed at Menton and Castillon.
13.05.1901	44.6	5.0		Drôme	VIII	Damage at Pont-de-Barret and Manas.
12.07.1904	44.9	6.6		Briançon	VIII	
10.04.1905	44.3	5.1		Ventoux	VIII	Damage at Buisson and Vaison-la-Romaine.
29.04.1905	45.9	7.0	5.7	Mt-Blanc	VIII	Damage at Chamonix and Argentières. Rock slides.
11.06.1909	43.7	5.4	6.2	Lambesc	IX	Several villages destroyed in the Trévaresse area. 40 killed.
14.05.1913	43.9	5.8		NE Manosque	VIII	Damage at Volx and Villeneuve.
25.08.1915	46.0	7.0		Mt-Blanc	VIII	
15.04.1924	46.2	7.9		Wallis	VIII	
24.07.1927	44.2	5.2		Baronnies	VIII	
19.03.1935	44.6	6.6	5.0	Queyras	VIII	
18.07.1938	44.6	6.8		Queyras	VIII	
25.01.1946	46.3	7.5	6.1	Wallis	VIII	Damage at Châtel (Haute-Savoie).
30.05.1946	46.3	7.5		Wallis	VIII	
30.11.1951	43.8	6.4		Verdon	VIII	Damage at Chasteuil and Talloire.
05.04.1959	44.5	6.8	5.5	Ubaye	VIII	Damage at St-Paul-s.-Ubaye. Rock slides.
25.04.1962	45.0	5.5	5.3	Vercors	VIII	Damage at Corrençon and Château-Bernard.

TABLE 1.1. — Séismes des Alpes occidentales et de leurs abords ayant été ressentis avec une intensité maximale supérieure ou égale à VIII de 1300 à nos jours. Domaine géographique : 4,5° E – 8,1° E et 43° N – 47° N. D'après FRÉCHET &amp; THOUVENOT, 1995.



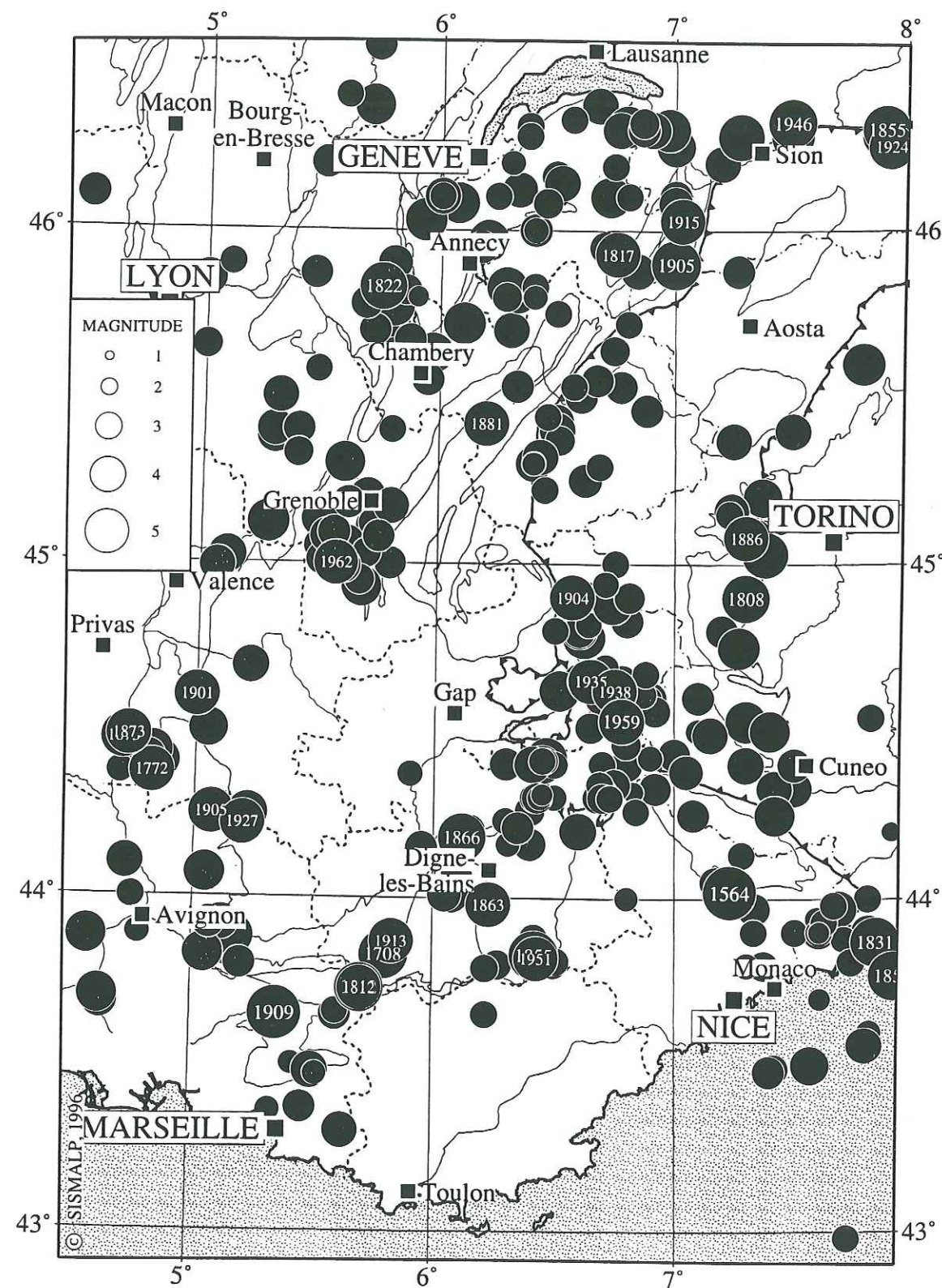


FIG. 1.21. — Épicentres macrosismiques des séismes ressentis de 1300 à 1992. Les séismes de la TABLE 1.1 sont repérés par leur année d'occurrence. D'après FRÉCHET & THOUVENOT, 1995.

l'on fait l'effort d'aller l'y chercher. Deichmann & Rybach (1989) signalent ainsi, le 26 août 1984, un séisme de magnitude 1,4 (avec un foyer situé à 1 km de profondeur) qui a été nettement ressenti près d'Eglisau (canton de Zürich). Depuis début 1996, dès que la magnitude atteint 2, nous cherchons par un contact direct à savoir si le séisme a été perçu — ce qui est presque toujours le cas. Cela nous permet d'estimer qu'une vingtaine de séismes sont ressentis chaque année dans le Sud-Est de la France.

La table 1.1 appelle au moins deux remarques. En premier lieu, seulement 3 séismes destructeurs se sont produits dans la seconde moitié de ce siècle (encore sont-ils survenus il y a plus de trente ans) ; la période 1800–1950 contraste par son activité (31 séismes, soit un séisme destructeur tous les cinq ans). Si cette disproportion est bien réelle et non due à un quelconque biais introduit dans les estimations des intensités maximales pour les séismes anciens, malgré tout le soin apporté à cette tâche, cela signifie que la sismicité de la région peut avoir des bouffées d'activité suivies de périodes de quiescence plus ou moins longues. D'un point de vue statistique, cela signifie également que la probabilité de la survenance d'un séisme destructeur est actuellement très importante.

En second lieu, la base de données ne semble être complète que jusqu'au début du XIX<sup>e</sup> siècle, car nous ne répertorions que six séismes destructeurs de 1600 à 1800, et un au plus pour chacun des trois siècles qui précèdent. C'est là la conséquence de la Révolution, qui, comme ailleurs en France, a fait disparaître de nombreux registres et archives. Il est donc important de réaliser que notre connaissance de la sismicité historique s'étend seulement sur les deux derniers siècles.

La figure 1.21 montre que peu de zones du Sud-Est sont à l'abri des séismes, et la liste des zones asismiques est probablement plus rapide à établir que celle des zones sismiques. Cependant, depuis Rothé (1941), il est devenu classique de distinguer tout particulièrement :

- l'arc piémontais qui, en bordure de la plaine du Pô, constitue la suture entre la plaque Eurasie et la microplaque Adriatique ;
  - l'arc briançonnais qui suit le chevauchement pennique frontal depuis le nord du massif du Mercantour jusqu'au Valais ; au nord-est de Digne, la régularité du chevauchement est perturbée par le débordement des nappes de l'Embrunais et de l'Ubaye, phénomène qui se retrouve dans la sismicité.
- S'ajoutent aux deux zones précédemment décrites :
- l'arrière-pays niçois, la Ligurie et la mer Ligurienne (ce qui fait de Nice une zone enserrée par une virgation de sismicité) ;
  - les chaînes subalpines septentrionales (Vercors, Chartreuse, Bauges, Bornes, Chablais) ;
  - la basse vallée du Rhône, de Valence à Avignon ;
  - la vallée de la Durance, au sud-ouest de Digne.

On peut aussi remarquer l'asismicité d'une zone relativement étendue, du sud du département de l'Isère jusqu'à la Durance, correspondant à l'est du Diois et aux Baronnies. Par ailleurs, la région de Nice, souvent citée comme étant l'une des plus exposées de France, ne subit paradoxalement qu'une sismicité modérée : l'estimation du fort risque sismique à Nice résulte en fait de l'activité sismique dans l'arrière-pays, en Ligurie et en mer Ligurienne, combinée à une haute densité de population et à une topographie souvent critique (possibilité de glissements de terrain).



**1.2. La surveillance sismique.** — Malgré ce niveau de sismicité non négligeable, la région a été relativement peu étudiée jusqu'à la fin des années quatre-vingt en ce qui concerne la sismotectonique et l'aléa sismique. Le fait que le dernier séisme catastrophique remonte au début du siècle (Lambesc, 11 juin 1909, magnitude estimée à 6,2, intensité maximale IX, 40 morts) n'y est certes pas étranger, car la mémoire humaine se montre souvent très volatile en ce qui concerne les catastrophes naturelles ; mais la surveillance d'une zone montagneuse aussi étendue — donc avec une télémétrie difficile ou très coûteuse — et qui plus est à cheval sur les frontières suisse et italienne n'a pas été pour favoriser les choses. Quatre stations ont été installées du côté français dans les années soixante, ce qui était nettement insuffisant pour surveiller correctement une sismicité fondamentalement diffuse. L'installation de quelques stations supplémentaires à la fin des années soixante-dix n'améliorait pas sensiblement la situation. En revanche, l'importance de l'évaluation de l'aléa sismique dans la région d'Aix-en-Provence et dans celle de Nice avait permis, par l'installation de plusieurs réseaux qui s'interpénétraient, de couvrir le sud de la région de façon satisfaisante ; de même, nos collègues suisses et italiens déployaient deux réseaux beaucoup plus homogènes (fig. 1.22).

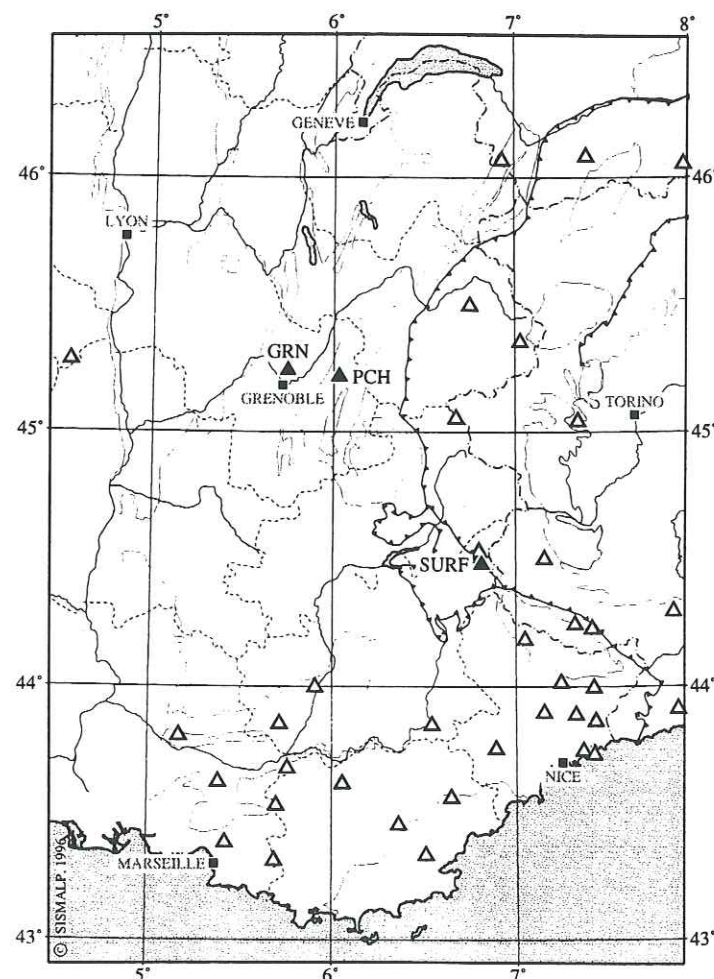


FIG. 1.22. — Stations sismologiques en service en 1985. En noir, les trois stations dont le Laboratoire de géophysique interne et tectonophysique (LGIT) de Grenoble était alors en charge.

La sismicité instrumentale a cependant progressé de manière significative depuis 1960. Au début des années quatre-vingt (fig. 1.23), elle faisait apparaître les deux arcs sismiques briançonnais et piémontais décrits par la sismicité historique. Inversement, le niveau de sismicité élevé que celle-ci mettait en évidence dans les zones externes est pratiquement absent de la figure 1.23, si ce n'est en quelques zones (Vercors et Chablais notamment).

**1.3. Nécessité de développer un nouveau matériel d'observation.** — Lorsqu'au début des années quatre-vingt nous nous sommes intéressés de plus près, avec Julien Fréchet, à la sismicité actuelle du Sud-Est, la couverture en stations sismologiques se limitait donc à une bande Grenoble-Coni (fig. 1.22), et l'on pouvait suspecter à juste titre qu'une grande partie de la sismicité échappait à notre surveillance. Multiplier le nombre de stations avec la technologie de télémétrie utilisée alors — liaisons hertziennes ou lignes téléphoniques spécialisées — était impossible, soit pour des raisons techniques (consommation électrique élevée, nécessité de relais en raison de la topographie), soit pour des raisons de coût d'exploitation. La région à étudier couvrant près de 70 000 km<sup>2</sup>, un minimum de 40 stations était nécessaire si l'on voulait conserver une distance entre stations inférieure à 40 km de façon à déterminer correctement les profondeurs focales.

Constatant qu'aucun matériel alors disponible sur le marché n'était bien adapté au problème, c'est en 1985 que nous nous sommes lancés, en étroite collaboration avec le Leas (Grenoble - St-Ismier), dans l'aventure que constituait la réalisation d'un matériel spécifique d'un coût aussi réduit que possible et ne nécessitant qu'une maintenance minimale. Nous avons bénéficié de l'expérience de Georges Poupinet qui, dès 1982, avait conçu le principe d'un appareil pouvant faire l'acquisition d'un signal sismique et communiquer ses données sur une ligne téléphonique du réseau commuté (Poupinet *et al.*, 1989). Développé en 1983, ce prototype rudimentaire a été testé en quatre sites pilotes en 1985-1986, ce qui a permis de rédiger en connaissance de cause un cahier des charges pour un modèle plus évolué et plus robuste. Le Leas a été chargé d'en mener à bien la réalisation tant matérielle que logicielle (1986), avec des tests approfondis en laboratoire (1987) qui n'ont pu aboutir que grâce à l'étroite collaboration qui s'est alors instaurée entre le Leas et le LGIT. Sans ces « balises » sismologiques téléphoniques (balises Sismalp1), livrées en plusieurs séries à partir de 1988, le réseau Sismalp n'aurait probablement jamais vu le jour.

## 2. LE RÉSEAU SISMALP

**2.1. But.** — Conçu dans ses grandes lignes dès 1985, le projet Sismalp visait à l'établissement d'une quarantaine de stations automatiques réparties sur l'ensemble du Sud-Est de la France, du Léman à la Corse et du Massif central à la frontière italienne. Le cœur de chaque station est une balise sismologique téléphonique, et le réseau est destiné à surveiller la sismicité régionale, aider à évaluer le risque sismique, mieux comprendre la sismotectonique régionale, mieux connaître enfin la structure profonde de la lithosphère alpine.



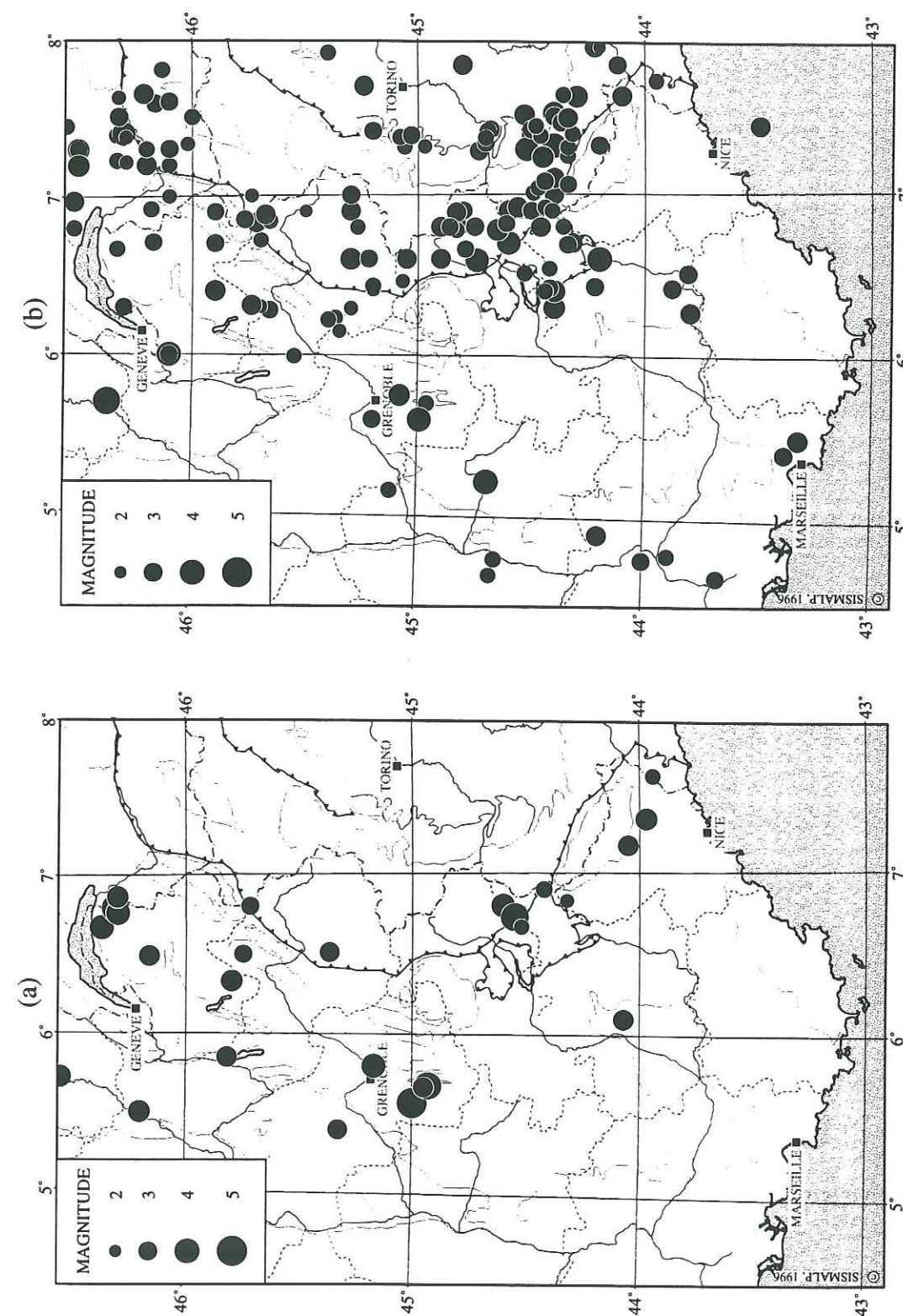


FIG. 1.23. — Exemple de progression de la connaissance de la sismicité instrumentale de 1960 à 1980. (a) = de 1960 à 1969 ; (b) = de 1970 à 1979. Séismes enregistrés par un minimum de 10 stations. Sources : BCSF, Centre sismologique euro-méditerranéen (CSEM), Istituto Geofisico e Geodetico (IGG) de Gênes, Laboratoire de détection géophysique (LDG) du CEA, et LGIT.

Sismalp a bénéficié, à partir de 1987, d'un multifinancement du conseil général de l'Isère (29 %) dans le cadre de l'opération « Isère département pilote pour les risques majeurs », de l'Institut national des sciences de l'Univers (23 %), de la Délégation aux risques majeurs (25 %) et du contrat de plan État-Région Rhône-Alpes (22 %).

Les dix premières stations du réseau ont été installées en 1988. Plusieurs choix d'implantation étaient alors possibles : une dissémination des stations sur l'ensemble du Sud-Est aurait permis d'assurer rapidement une bonne couverture de l'ensemble de la région ; une concentration sur une zone très sismique aurait permis de tester l'acquisition d'un gros volume de données. Nous avons préféré à ces deux options une implantation intermédiaire en disposant les premières stations le long d'une large bande en travers de l'arc alpin, du Massif central à Coni, ce qui permet : (i) de surveiller correctement la sismicité régionale ; (ii) d'enregistrer des télé-séismes avec des rais échantillonnant la lithosphère alpine à l'intérieur et à l'extérieur de l'arc ; (iii) de surveiller la région de Grenoble, où la densité de population et la présence d'un complexe chimique rendent nécessaire à long terme une évaluation du risque sismique ; (iv) de surveiller la région de l'Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence) qui est, dans les Alpes françaises, la zone où les séismes se produisent le plus fréquemment.

L'installation complète du réseau a pris fin en décembre 1993 (table 1.2 et fig. 1.24). Quarante et une stations se trouvent sur le continent, trois autres en Corse. Les stations GDM, GRN et SURF ne font pas à proprement parler partie du réseau : ce sont les stations permanentes du LGIT (télémétrie continue par lignes spécialisées ou par liaisons hertziennes) sur lesquelles on a greffé petit à petit un système d'acquisition par détection (balises Sismalp1, puis chaîne d'acquisition ACQ développée sur micro-ordinateur par Julien Fréchet et Jean-Paul Glot, avec intégration ultérieure à la base de données Sismalp).

**2.2. Installation sur le terrain.** — L'installation du matériel sur le terrain a été réalisée par Robert Guiguet et Liliane Jenatton. Pour chaque station (fig. 1.25), on utilise un sismomètre vertical de fréquence propre égale à 1 Hz (L4-C de Mark Product, Houston, Texas). Préalablement enduit de graisse pour protéger le capteur de la corrosion à long terme, il est placé au contact de la roche en place, à l'intérieur d'une buse cimentée et scellée. Un câble de longueur variable (2 à 25 m), sous gaine annelée en PVC, relie le sismomètre à l'amplificateur-filtre, généralement placé dans le même conteneur isotherme que le reste de l'appareillage. Lorsque la distance entre le sismomètre et le conteneur est supérieure à 25 m, l'amplificateur-filtre est disposé dans une buse intermédiaire, à quelques mètres du sismomètre ; un second câble, toujours sous gaine PVC, relie alors l'amplificateur-filtre à l'électronique d'acquisition.

Dès 1987, un amplificateur-filtre très basse consommation — inexistant par ailleurs sur le marché — avait été développé dans le cadre d'un stage du DEA « Instrumentation et mesures » (Benaïssa, 1987). Il comportait deux étages d'amplification (gain de 100 pour le premier, gain ajustable de 1 à 128 pour le second), d'un filtre passe-bas à deux étages et d'un filtre passe-haut. De consommation très réduite, deux piles de 4,5 V lui fournissaient une autonomie de plus d'une année. Une vingtaine d'exemplaires en ont été produits à l'Observatoire de Grenoble en 1988-1989. Les plans ont été ensuite repris et modifiés par le Leas, qui a amélioré la qualité du filtre passe-bas en lui adjoignant un



Code	Situation géographique	Latitude (N)	Longitude (E)	Z (m)	Date
AJAF	Ajaccio (2A)	41°59.00'	8°43.81'	210	03.12.1991
CBB	Combe Brémond (04)	44°35.79'	6°51.21'	1980	06.11.1985
CREF	Crévoux (05)	44°32.97'	6°37.37'	1680	12.05.1993
GDM	Grand'Maison (38)	45°12.23'	6°06.98'	1574	13.05.1993
GRN	Grenoble (38)	45°14.55'	5°44.71'	1040	21.02.1989
JAUF	Jausiers (04)	44°25.75'	6°45.00'	1585	12.09.1990
LURI	Luri (2B)	42°53.93'	9°23.75'	180	14.06.1989
OG01	Vacheresse (74)	46°19.80'	6°40.98'	1040	10.09.1991
OG02	Monnetier-Mornex (74)	46°09.25'	6°13.25'	620	10.11.1989
OG03	Samoëns (74)	46°04.00'	6°43.83'	1000	25.04.1990
OG04	La Clusaz (74)	45°54.82'	6°26.28'	1330	11.09.1991
OG05	Jujurieux (01)	46°02.43'	5°27.50'	400	27.04.1992
OG06	Moye (74)	45°52.86'	5°53.41'	650	14.04.1992
OG07	Ste-Reine (73)	45°35.56'	6°08.46'	915	07.10.1992
OG08	Commelle (38)	45°26.89'	5°14.38'	550	07.03.1989
OG09	St-Thibaud-de-Couz (73)	45°30.74'	5°50.18'	630	14.11.1988
OG10	St-Étienne-de-Cuines (73)	45°21.13'	6°16.55'	1035	15.10.1992
OG11	Montagny (73)	45°27.16'	6°36.57'	1120	07.07.1993
OG12	Villaroger (73)	45°32.25'	6°54.32'	1550	12.11.1993
OG13	Choranche (38)	45°04.40'	5°23.97'	560	11.08.1989
OG14	St-Maurice-en-Valgodemard (05)	44°48.91'	6°06.74'	1090	26.10.1988
OG15	Briançon (05)	44°54.68'	6°38.92'	1985	20.01.1993
OG16	Combovin (26)	44°51.00'	5°05.85'	775	05.04.1990
OG17	Prunières (38)	44°54.40'	5°45.97'	1140	06.09.1988
OG18	Albannette (73)	45°11.59'	6°25.74'	1455	04.12.1990
OG19	St-Julien-en-Beauchêne (05)	44°37.82'	5°43.56'	1035	13.10.1989
OG20	Réallon (05)	44°36.80'	6°19.87'	1570	17.01.1989
OG21	St-Crépin (05)	44°42.93'	6°37.11'	1395	13.09.1988
OG22	Abriès (05)	44°49.36'	6°56.71'	1810	03.11.1988
OG23	Tende (06)	44°06.97'	7°37.11'	930	26.06.1989
OG24	Aussois (73)	45°13.30'	6°44.14'	1495	17.12.1993
OG25	Le Caire (05)	44°22.19'	6°04.41'	1060	02.05.1991
OG26	St-Nazaire-le-Désert (26)	44°34.70'	5°18.13'	840	09.05.1990
OG27	Méolans (04)	44°23.59'	6°30.51'	1393	17.04.1991
OG28	Izon-la-Bruisse (26)	44°15.49'	5°35.85'	1040	18.07.1991
OG29	Digne (04)	44°05.55'	6°15.90'	685	22.01.1991
OG30	Villeneuve-d'Entraunes (06)	44°06.57'	6°46.65'	1350	08.01.1992
OG31	Mercantour (06)	44°07.89'	7°08.09'	1035	28.05.1991
OG32	Castellane (04)	43°48.62'	6°33.56'	1130	03.05.1991
OSPF	L'Ospédale (2A)	41°39.79'	9°11.49'	965	13.12.1989
RSL	Roselend (73)	45°41.30'	6°37.53'	1583	22.11.1985
SSB	St-Sauveur (43)	45°16.75'	4°32.50'	700	24.11.1988
SURF	St-Ours (04)	44°28.85'	6°48.77'	1820	25.09.1987
VAU	Vaujany (38)	45°09.61'	6°04.09'	1455	31.03.1986

TABLE 1.2. — Stations du réseau Sismalp: coordonnées géographiques et dates d'installation. Quatre stations (CBB, FOU, RSL, et VAU), installées dès 1985-1986, ont fonctionné dans un premier temps avec le prototype de la balise Sismalp1. (La station FOU a été fermée par la suite.)

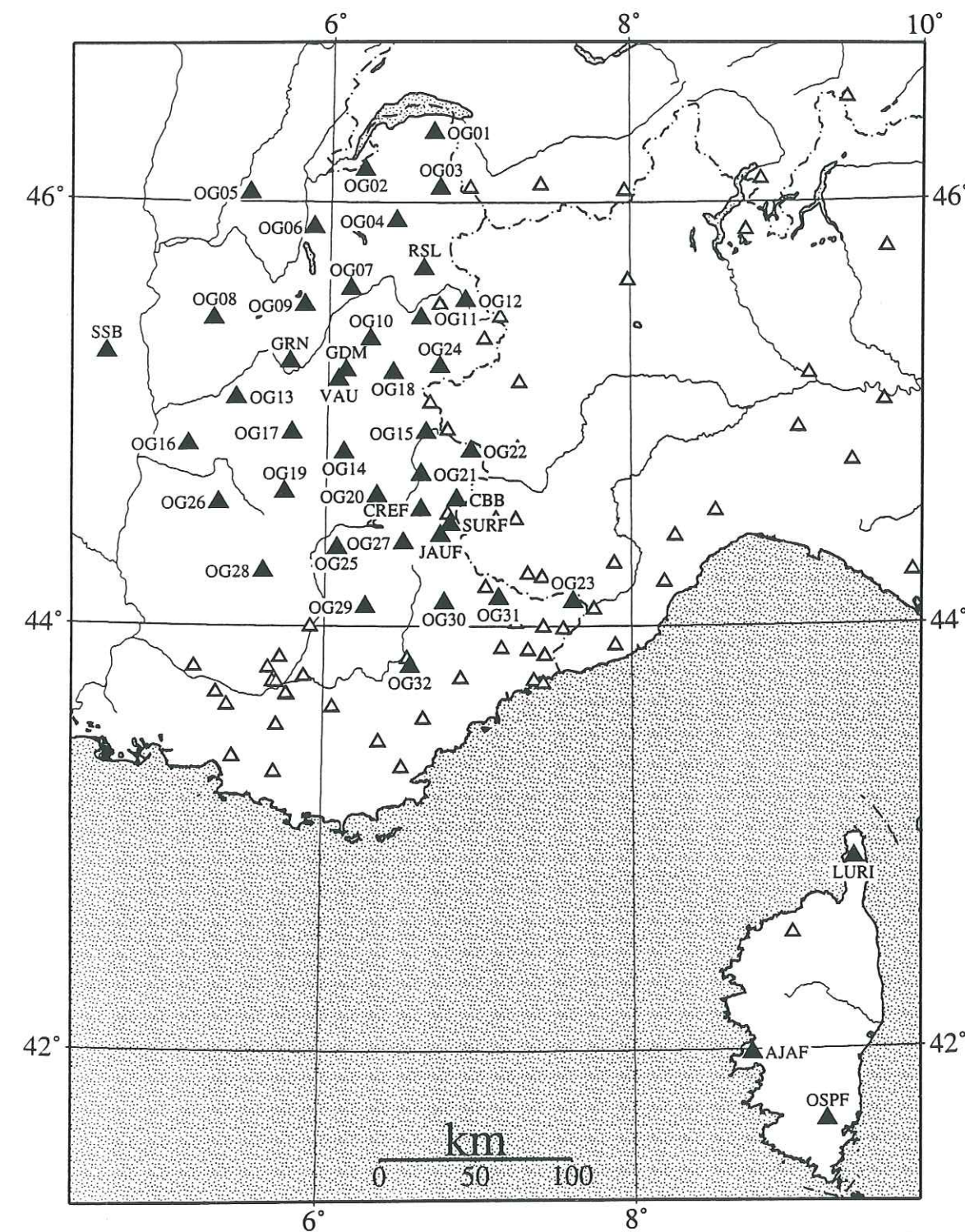


FIG. 1.24. — Implantation des stations du réseau Sismalp (triangles noirs) et des stations des réseaux limitrophes (triangles blancs).



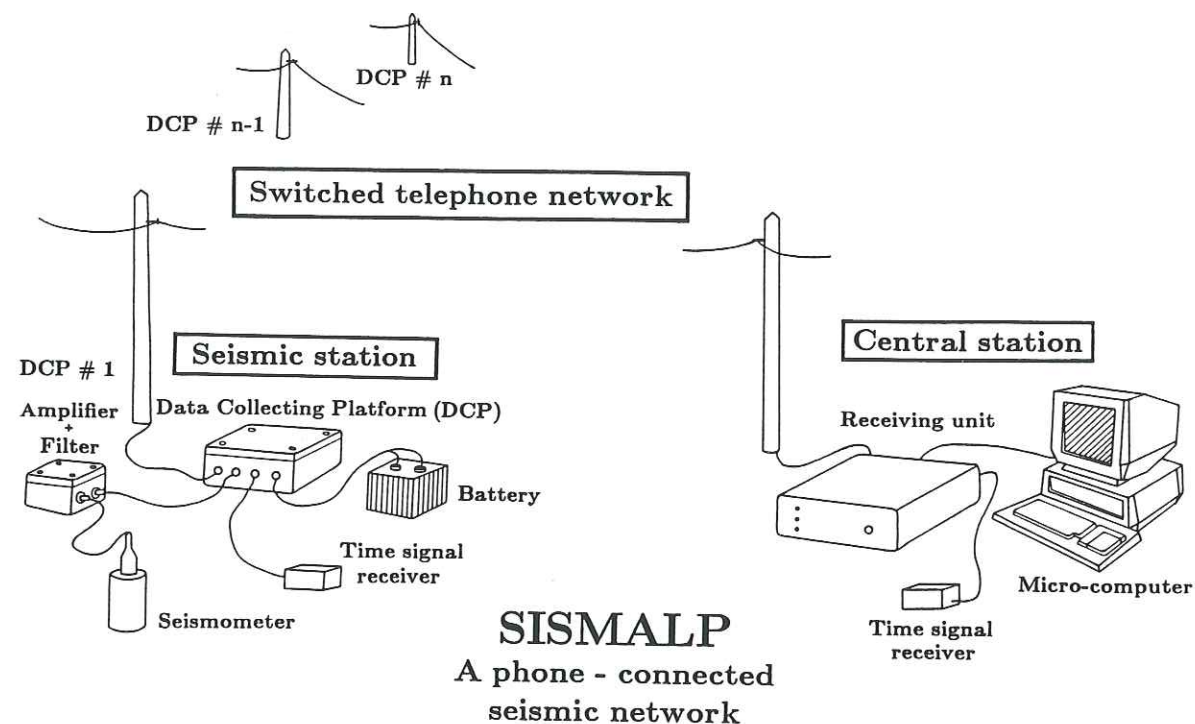


FIG. 1.25. – Réseau Sismalp : fonctionnement général. D'après THOUVENOT *et al.*, 1990.

troisième étage (1990) et qui a encore diminué la consommation pour étendre l'autonomie à plusieurs années. Commercialisé depuis par le Leas, ce nouveau modèle équipe à présent la majeure partie des stations du réseau.

Jusqu'en 1991, chaque station était munie d'un récepteur radio Telecode (Precitel, Neuchâtel, Suisse) captant les signaux horaires DCF émis depuis Männflingen (Allemagne) et générant un code horaire propre, ce qui permettait de caler l'horloge interne de la balise à quelques centièmes de seconde près. Nous avons ensuite systématiquement utilisé le nouveau récepteur Millisec de Precitel qui fournit des tops horaires précis à quelques millisecondes.

Dans le conteneur isotherme, l'électronique d'acquisition (balise Sismalp1, dont les caractéristiques techniques sont données à la section 2.3) est en général alimentée par deux batteries de 60 Ah chacune. Dans le but de rendre les visites de maintenance les moins fréquentes possible (le fonctionnement sur batteries ne donne qu'une autonomie de 18 mois au maximum), les trois stations situées en Corse ont été équipées de panneaux solaires. Comme la consommation de la balise est très réduite (6 mA sous 12 V), il suffit d'un panneau de faible puissance (5 W), donc de petite taille (format A4).

Le raccordement au réseau téléphonique commuté est la plupart du temps fait en aérien, avec un dernier poteau à proximité immédiate de la buse du conteneur. (Pour trois stations, le raccordement est fait en souterrain.) Pour protéger le conteneur, on a presque partout utilisé une grande buse en béton (90x70x60 cm), semi-enterrée et munie d'une trappe métallique cadénassée (type regard de canalisation d'eau). Ce type de conditionnement discret garantit de plus une bonne sécurité de l'appareillage contre le vandalisme.

Dans chaque station, on soigne tout particulièrement la mise à la terre, soit en utilisant la prise de terre France Télécom, soit en installant une prise de terre propre

constituée de plusieurs piquets de façon à abaisser la résistance de terre à moins de 50  $\Omega$ . La mise à la terre de l'appareillage s'avère particulièrement indispensable en région montagneuse en raison des nombreux orages. Les coups de foudre peuvent en effet induire à très grande distance (plus de 100 km) des surtensions importantes dans les lignes téléphoniques (fig. 1.26). Les effets peuvent aller du reset inopiné ou du blocage du microprocesseur à la dégradation de l'une des cartes de la balise ou de l'amplificateur-filtre.

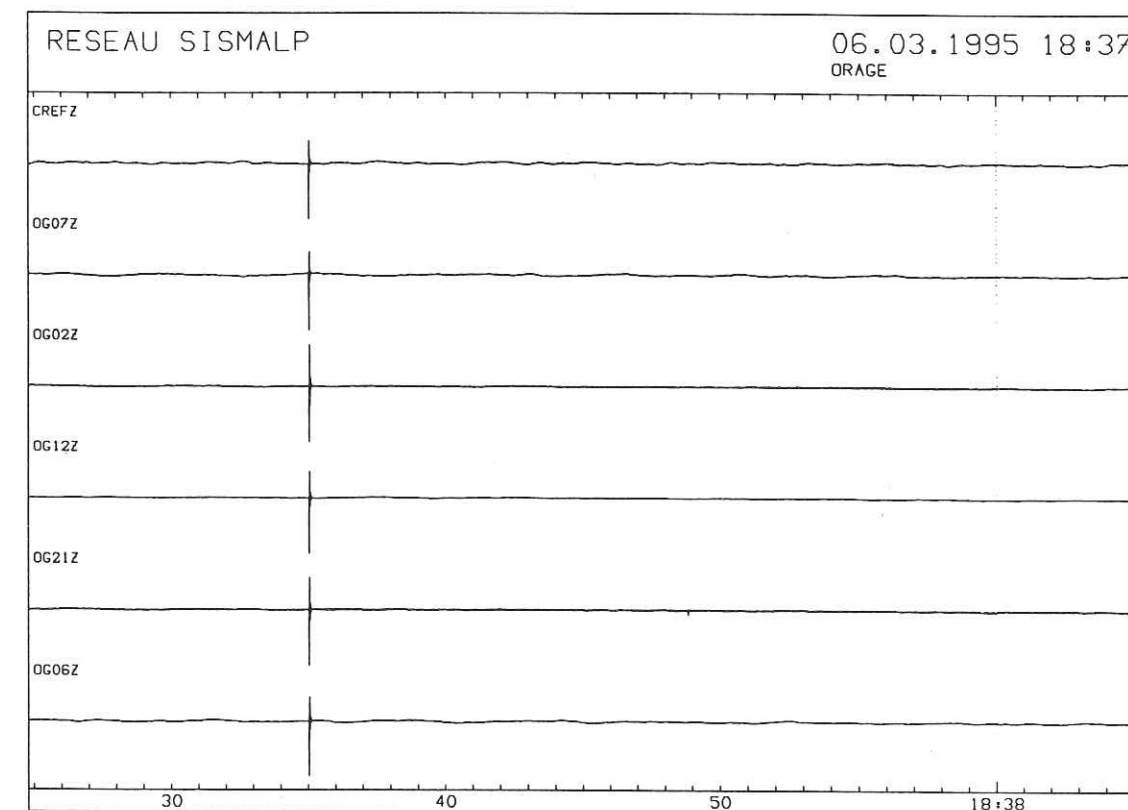
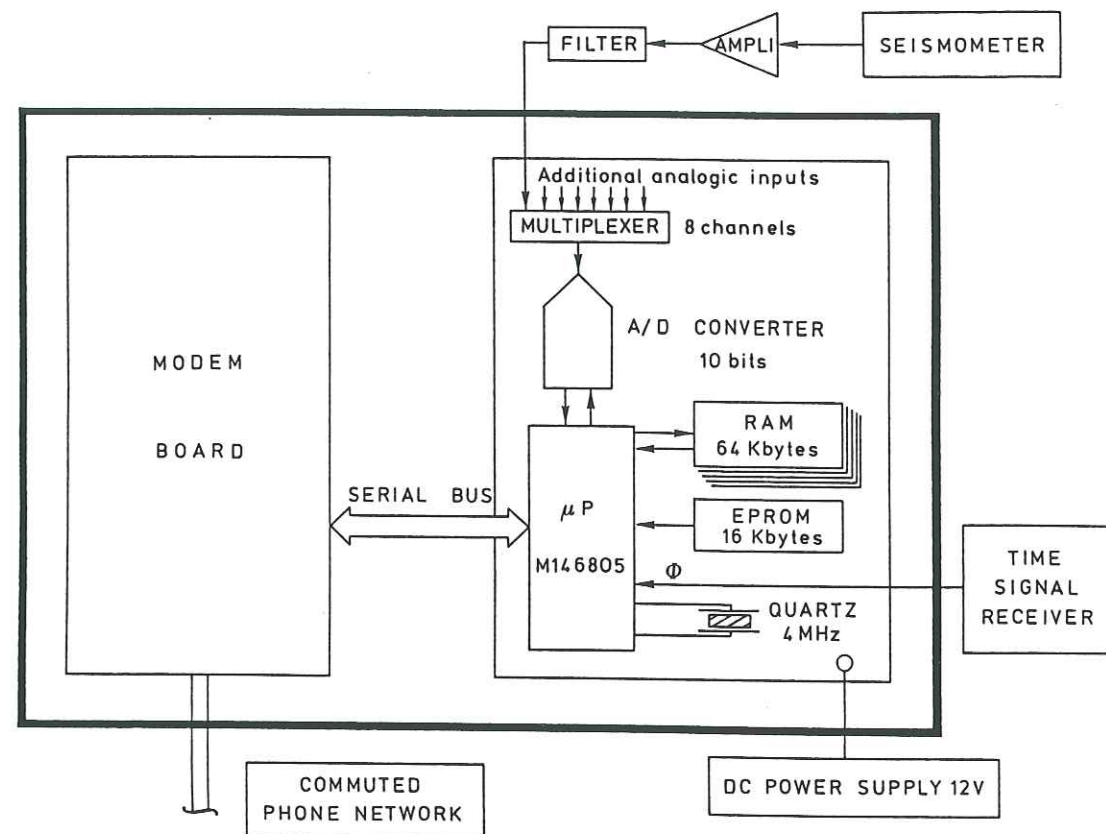


FIG. 1.26. – Coup de foudre enregistré par 6 stations d'un bout à l'autre du réseau : l'éclair induit une surtension quasi-synchrone dans les lignes téléphoniques, jusqu'à plus de 100 km de distance. Le tonnerre produit des vibrations qui ne sont bien sûr enregistrées que localement (non visibles sur cet exemple).

**2.3. La balise Sismalp1.** – Le système d'acquisition est conçu autour d'un microprocesseur Motorola MC 146805 qui contrôle un convertisseur 10 bits (fig. 1.27). Un multiplexeur permet de numériser des entrées additionnelles (par exemple la tension de batterie). Le signal sismique numérisé est traité par le microprocesseur pour détecter des dépassements de seuil. (Le seuil est soit fixe, soit variable, avec un calcul de moyennes à long terme et à court terme.) Lorsqu'un dépassement de seuil est détecté, le signal correspondant est stocké en mémoire (64 Koctets au total). Si la mémoire est pleine, un calcul de l'amplitude moyenne du signal pendant les quelques secondes qui suivent la détection permet à un événement de grande amplitude d'être néanmoins stocké en mémoire à l'emplacement occupé par un événement de moindre amplitude.





DATA COLLECTING PLATFORM (DCP)

FIG. 1.27. — Balise Sismalp1 : schéma de principe.

Une carte modem 1 200 bauds reliée au réseau téléphonique commuté permet une communication par paquets pour transmettre les événements détectés et dialoguer avec la balise. Celle-ci peut être programmée à distance depuis le laboratoire pour ajuster différents paramètres, comme par exemple le mode de détection (seuil fixe ou variable), le pas d'échantillonnage (1 à 255 ms), le nombre d'événements stockés (1 à 63), le nombre de points par événements (512 à 16 384), les fenêtres de déclenchement forcé, etc. Le programme de détection et de communication est stocké dans une EPROM de 16 Koctets ; l'utilisation d'interruptions garantit la détection d'un événement même lors d'une communication.

La ligne téléphonique du réseau commuté n'est utilisée que lors de la communication (typiquement 10 minutes par jour), divisant ainsi par un facteur 10 à 20 le coût de fonctionnement si on le compare à celui d'une liaison spécialisée. L'un des principaux efforts, lors du développement de la balise, a porté sur la réduction de la consommation, qui n'est que de 6 mA sous 12 V en mode veille (150 mA lorsque le modem est sous-tension lors des communications). La maintenance du réseau s'en trouve allégée, avec des visites de contrôle tous les 12 à 18 mois seulement.

D'autres laboratoires et instituts ont fait l'acquisition de quelques balises Sismalp1 : Institut et observatoire de physique du Globe (IOPG) de Clermont-Ferrand, université de La Rochelle, Centre Scientifique de Monaco, IGG de Gênes, Servei Geologic de Catalunya (SGC) de Barcelone. En outre, pour surveiller la sismicité induite par

l'extraction du gaz naturel des champs de Lacq et de Meillon (Pyrénées-Atlantiques), neuf stations équipées de balises Sismalp1 ont été installées ; elles sont quotidiennement interrogées par téléphone depuis le LGIT (Jean-Robert Grasso).

**2.4. Fonctionnement général du réseau.** — Il n'est envisageable que sur la base d'une complète automaticité. Cette tâche est confiée à une station centrale (au LGIT) constituée d'un micro-ordinateur de type PC et d'une unité de réception incluant une carte modem chargée de contrôler les erreurs de communication. Cette unité dispose également d'une horloge de référence synchronisée grâce à un récepteur de signaux horaire Millisec (fig. 1.25).

Un programme de communication (Balise) a été écrit en Pascal Borland, en collaboration avec Julien Fréchet. En mode veille, le moniteur du PC est désactivé et l'horloge du PC est constamment comparée à une liste d'heures d'appels. Lorsqu'une heure d'appel est atteinte, l'interrogation d'une ou de plusieurs balises a lieu ; il peut éventuellement s'agir d'une interrogation de l'ensemble du réseau. Lors de l'interrogation d'une balise, on procède d'abord à un contrôle de la synchronisation de l'horloge de terrain avec l'horloge de référence de l'unité de réception ; la tension de batterie est contrôlée ; la liste des événements détectés est établie ; si cette liste n'est pas vide, les événements sont transmis, puis effacés de la mémoire. La transmission de la totalité de la mémoire (64 Koctets) prend environ 11 minutes. Les signaux transmis sont stockés sur le disque dur du PC avant d'être repris pour des traitements complémentaires (section 2.5). La figure 1.28 donne quelques exemples de séismes proches et régionaux enregistrés par le réseau.

Parce que notre intérêt premier est l'étude de la sismicité régionale, la longueur de chaque signal est fixée à 40,95 s (4 096 points avec un pas d'échantillonnage de 10 ms). Une telle longueur de signal permet en effet, jusqu'à environ 250 km de distance, l'enregistrement de l'onde S dans la même fenêtre de déclenchement que l'onde P. (À plus grande distance, et si le séisme est de magnitude suffisante, on observe néanmoins assez fréquemment un redéclenchement sur l'onde S.) Avec cette longueur de 4 096 points, six événements au maximum peuvent être stockés en mémoire. Cela peut sembler dérisoire, mais l'expérience nous a montré que c'est souvent suffisant pour l'observation de routine de la sismicité alpine, d'autant plus que le stockage en mémoire est sélectif (cf. section 2.3). Plus que par des crises sismiques locales, les problèmes de saturation de la mémoire — avec perte d'informations utiles — interviennent plutôt lorsque l'activité téléseismique est très importante. On a alors toujours la ressource de procéder à des interrogations plus fréquentes (par exemple plusieurs fois par jour).

Les interrogations ont lieu préférentiellement de nuit pour bénéficier du tarif réduit de 65 % sur le coût des communications. Une économie substantielle supplémentaire est apportée par le principe de la double tournée : dans un premier temps, chaque balise est appelée pour établir la liste des événements détectés ; après une fonte puis un tri de ces différentes listes, la seconde tournée d'interrogation permet de ne transmettre que les déclenchements communs à au moins deux stations. (On transmet aussi tout déclenchement de très forte amplitude, même s'il n'est enregistré que par une seule station.) Cette façon de faire permet d'éliminer la plupart des déclenchements parasites et donc de ne rapatrier que les signaux utiles.



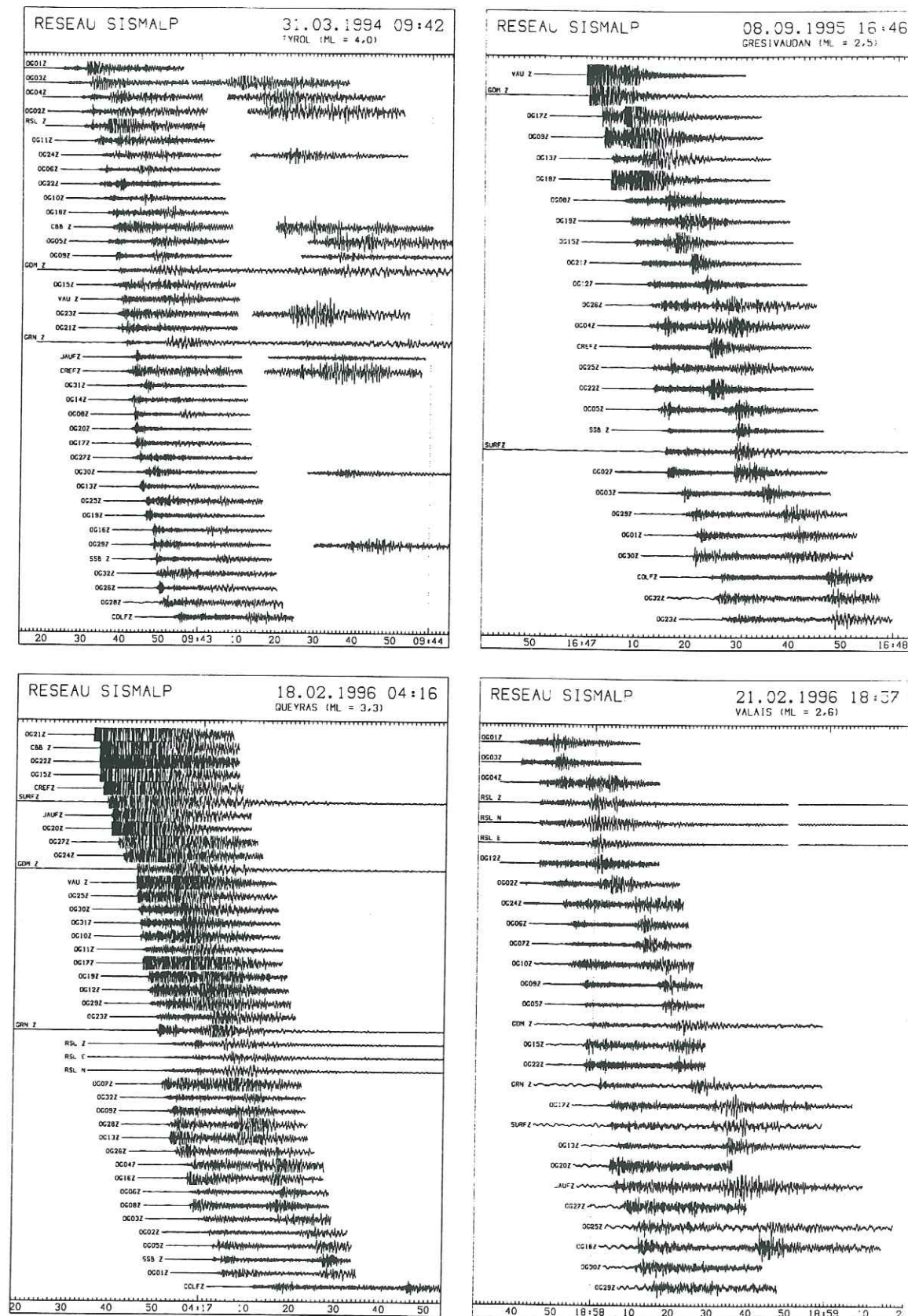


FIG. 1.28. – Quelques exemples de séismes proches et régionaux enregistrés par le réseau Sismalp. Pour le séisme du Queyras et celui du Valais, la station RSL (Savoie) était équipée d'une balise Sismalp3 à 3 composantes (cf. section 2.8).

Lorsque le PC ne procède pas à des interrogations programmées, il peut être utilisé pour d'autres tâches. Le programme Balise donne accès à une vingtaine de routines concernant la communication et la gestion des données. Par exemple, on peut se connecter sur une balise en mode dialogue, ce qui donne accès à une douzaine de commandes élémentaires telles que : contrôles de la batterie et de la synchronisation de l'horloge, mise à l'heure automatique, programmation à distance, affichage des paramètres de programmation, visualisation du signal sismique en temps réel (avec affichage des seuils de détection), enregistrement d'un instantané du bruit de fond, liste des événements détectés, transmission et effacement d'un événement, etc. Un tel dialogue est particulièrement efficace lorsqu'une balise est installée sur le terrain ou lors des visites de maintenance.

Une balise peut être interrogée par plusieurs utilisateurs si besoin est. En effet, certaines stations sismologiques se trouvent parfois en bordure de deux ou plusieurs réseaux. À la condition de respecter des heures d'appels pré-établies – condition nécessaire pour assurer un effacement efficace des événements –, plusieurs stations centrales peuvent accéder aux données. Un tel partage de l'information a été expérimenté avec succès depuis 1988 avec l'IOPG de Clermont-Ferrand et le RéNaSS (Réseau national de surveillance sismique) pour la station SSB (Loire), avec le RéNaSS pour les stations OG26 (Drôme) et RSL (Savoie), avec l'Institut de géodynamique de Sophia-Antipolis pour les stations OG23 et OG31 (Alpes-Maritimes) et OG32 (Alpes-de-Haute-Provence), et avec le Centre Scientifique de Monaco pour la station LURI (Haute-Corse).

Bien que Sismalp n'ait pas un rôle d'alerte, il est aussi possible de procéder à la demande à une « interrogation d'urgence » : lorsqu'un séisme régional a été détecté sur les signaux provenant des stations temps réel du LGIT, toutes les stations du réseau Sismalp – ou certaines stations sélectionnées – sont alors appelées pour une transmission sélective des déclenchements qui se sont produits dans une certaine fourchette horaire, ce qui permet une localisation hypocentrale rapide. Par ailleurs, la station centrale a la possibilité de générer automatiquement un signal d'alerte à la fin de chaque interrogation lorsque les signaux transmis sont de très grande amplitude. Cette alerte un peu primitive, mais mise en place à peu de frais depuis les tout débuts de fonctionnement du réseau, consiste en une simple composition de numéros de téléphone d'une liste, jusqu'à ce qu'une des personnes appelées réagisse. Cette réaction se fait par l'intermédiaire d'une connexion Videotex sur le PC (par Minitel). Ce même procédé peut être utilisé pour contrôler à distance le bon fonctionnement du réseau. Comme le PC décharge aussi quotidiennement ses données sur le centre de calcul du LGIT, une connexion est aussi possible (par exemple par Kermit) à partir d'un PC portable pour transférer très rapidement les données récemment acquises (en quelques minutes de connexion) et les traiter ensuite sur le PC portable (dépouillement et localisation).

**2.5. La bibliothèque Sismalp.** – [FRÉCHET, J. & THOUVENOT, F. 1992. SISMALP Library: seismic data acquisition and processing. In : GARCIA-FERNANDEZ, M., ROCA, T. & POUPINET, G. (éds), *Applications of Personal Computers in Seismology*. Serv. geol. Catal., Barcelone, 35-38.]



## SISMALP LIBRARY : SEISMIC DATA ACQUISITION AND PROCESSING

Julien Fréchet and François Thouvenot,  
Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique,  
Observatoire de Grenoble.

### INTRODUCTION

The SISMALP PC-Library is devoted to data acquisition and processing for regional seismographic networks, with special application to the dial-up Data Collecting Platforms (DCPs) developed for the SISMALP network in the western Alps (Poupinet *et al.*, 1989; Thouvenot *et al.*, 1990). The dial-up DCPs are stand-alone seismic stations that are interrogated once or several times a day using switched telephone lines. Thus, the basic data acquisition program (BALCOM) is specific to this type of stations, while the rest of the SISMALP Library is applicable to other seismic data. It includes:

BALCOM: to execute manual or scheduled interrogations of dial-up DCPs, with seismograms being stored in the station database.

SORTEV: to sort the seismograms of the station database and update the earthquake database.

PICKSTA: to visualize and pick seismograms in the station database.

PICKEV: to visualize and pick seismograms in the earthquake database.

MAINTAIN: to maintain the seismic network.

BALISE: to run the SISMALP application manager, with the ability to run batch jobs at scheduled times and give access to the SISMALP Library.

The SISMALP Library is written in Turbo-Pascal version 5.5. It runs on IBM-PC-compatible microcomputers with a RAM of at least 640 Kbytes, using MS-DOS 3.2 (and later versions). It inherits the Turbo-Pascal capabilities to automatically handle various graphic cards (Hercules, CGA, EGA, VGA and others), and to use mathematical coprocessors. The programs have been made as friendly as possible by means of menus and help functions. We devoted a great effort to speed up the picking programs, using a hierarchical structure of the database, and fast plotting algorithms (Fréchet, 1991). A special feature, appreciated by some of our colleagues, is the ability of most of SISMALP programs to "speak" various languages. The following languages are presently available: Albanese, Catalan, English, French, German, Italian, Latin, and Spanish.

### DATA FORMAT AND HIERARCHY

In SISMALP programs, data are grouped into data sets that contain several seismograms. We use station data sets and earthquake data sets. Each data set has a unique name, that is the station code in the first case or a chronological number in the second case, *e.g.* 91013101, where 910131 is the date of the event, and 01 is an identification key, generally the chronological number in the day (the key can take values from 00 to 99, and from A0 to ZZ, *i.e.* a total of 1036 possibilities). Each data set includes at least two files: the ".SIS" data file (*e.g.* 91013101.SIS) contains the binary (16 bit) samples, and the ".NDX" index file (*e.g.* 91013101.NDX) contains the basic

ASCII information for each seismogram (station code, number of samples, sampling frequency, time of first sample). Other files may be added to the data set during the data processing: the binary ".DEP" file contains the picking information, the ASCII ".HYP" file (HYPO71 format) is used for the localization, *etc.*

For fast and easy access to the data, the earthquake database has a hierarchical structure: the data directory (*e.g.* C:\EVENTS) is divided into monthly directories (*e.g.* C:\EVENTS\9101) that in turn are divided into daily directories (*e.g.* C:\EVENTS\9101\31). The ".NDX" and ".SIS" files are located in these daily directories (*e.g.* C:\EVENTS\9101\31\91013101.SIS), while an event list is made available in the monthly directory (C:\EVENTS\9101\EVENTS.TBL). This hierarchical structure allows a very fast access to a large number of events: using a standard hard disk, several tens or even hundreds of events per day for several months of seismic monitoring can be accessed in a fraction of a second.

### DATA ACQUISITION AND PROCESSING

BALCOM is in charge of the dial-up interrogations of the DCPs. As it is specifically designed for dial-up DCPs, we will not describe it here. Information on it can be found elsewhere (Thouvenot *et al.*, 1990; Fréchet *et al.*, 1991).

BALISE is the general application manager that is used to run all the programs listed above, plus a number of additional utilities ("balise", the French word for "beacon", is the name of the dial-up DCPs). For instance, it allows us to connect to the DCPs using a dialog mode, to visualize and pick the seismograms in the station database or the earthquake database, to sort the databases, to erase undesirable traces, to run the network managing program, *etc.* Of course, all these programs can also be run from command level, with the benefit of additional options. Another very important feature of BALISE is to allow us to run various batch jobs at scheduled times, *e.g.* a night call to BALCOM (in order to benefit from a substantial night discount on the communication rate), followed by a call to SORTEV in the early morning (so that the earthquake database is up-to-date and ready-to-use).

Indeed, the sorting program SORTEV automatically builds up earthquake data sets from station data sets. This is achieved on the basis of detection times (two traces are assigned to a same event if their detection times are within a given threshold, *e.g.* 60 sec). SORTEV also updates earthquake data sets if need be, and controls the chronology of the identification keys. This dirty work would be a time-consuming nightmare if it were not automatized. SORTEV handles it in a few seconds.

Our visualizing and picking programs (PICKSTA and PICKEV) are simple, but very fast and friendly. The user selects the month from a list, and the event from a monthly event list (using arrow keys, not typing the full name!). He can subsequently select the number of traces to be displayed on screen (for instance, just typing in the "0" key displays all available traces), select the vertical scale, zoom traces, use a common time scale (this is a very useful feature when handling asynchronously-triggered traces), pick P and S arrival times (up to three P and three S arrival times), sort traces according to arrival times, read first motions, reverse the polarity of a trace, erase bad traces, *etc.* About 60 commands are available, most of them being accessible through a single key press. Pickings are stored in binary ".DEP" files, readily convertible to ASCII ".HYP" files used by localization programs.



## NETWORK MANAGING PROGRAM

MAINTAIN is a very useful program for those who are in charge of the maintenance of a large number of stations. The SISMALP network presently includes 25 stations and will expand to about 40 stations in 1991. MAINTAIN is a user-friendly program that allows us to keep trace of the maintenance field work and of the changes in the characteristics of the stations. Every servicing visit is registered, with its date, time, operator names, along with the possible changes in the station equipment. A short servicing comment (up to 600 characters) can also be generated. The advantage of this approach is the instantaneous access to informations such as: when was the station down? Is the station polarity correct? When did we change the time-signal receiver? When did we last change the power supply of the amplifier? The present version of MAINTAIN has been specifically developed for dial-up DCPs; a more general and versatile version is under development that will allow the user to define its own station characteristics. Once the user setup file has been defined, the access to the servicing facilities is instantaneous.

## CONCLUSIONS

As mentioned above, the SISMALP seismic data processing library also includes a number of utilities, such as:

AUTOPICK: to proceed to an automatic picking of seismograms (Allen-Baer algorithm, modified).

CALLS: to check the schedule of batch jobs and DCP interrogation times.

CLEANSTA and CLEANEV: to proceed to a very fast erasing of undesirable seismograms (usually corresponding to non-seismic detections or spikes).

EDALP: a compact text editor that can handle very large files, whereas most editors have a 64-Kbyte limit.

LISTDEP, LISTNDX, SISTOASC: various format conversion programs, used to list binary picking files, ASCII index files and binary data files.

PICK: a general-use picking program, similar to PICKEV, but which is not dependent on the SISMALP database hierarchy.

The SISMALP Library has already been used successfully in several Institutes to process data from dial-up DCP networks or from other networks, with various signal lengths and sampling frequencies. After data have been converted to the SISMALP format, they can be merged in a single data set and the full capabilities of the processing library can be used.

Hypocentral localization can be performed using HYPO71PC; other routines from the IASPEI Software Library Volume 1 (1989) and subsequent volumes can also be used. More data analysis will be made possible using the PITSA Library (Scherbaum and Johnson, 1990) after our conversion program from SISMALP to PITSA format has been completed.

## REFERENCES

- Fréchet, J., 1991. A fast seismogram plotting algorithm, *submitted*.  
Fréchet, J., Thouvenot, F., Poupinet, G., Nédélec, A. & Sarrault, M., 1991. A dial-up

seismic data collecting platform (DCP), *submitted*.

IASPEI Software Library Volume 1, 1989. Toolbox for Seismic Data Acquisition, Processing, and Analysis, W. H. K. Lee (ed.), *International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior and Seismological Society of America*.

Poupinet, G., Fréchet, J. & Thouvenot, F., 1989. Portable short period vertical seismic stations transmitting via telephone or satellite, in: *Digital Seismology and Fine Modeling of the Lithosphere*, R. Cassinis, G. Nolet & G. F. Panza (eds.), Plenum Publ. Corp., Londres, 9-26.

Scherbaum, F. & Johnson, J., 1990. PITSA (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis), *XXII General Assembly European Seismological Commission*, Barcelona, Spain.

Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. & Jenatton, L., 1990. SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 1, 1-10.

La bibliothèque Sismalp est utilisée par plusieurs laboratoires et instituts : Centre d'étude de la neige (CEN) de Grenoble, IOPG de Clermont-Ferrand, OMP (Observatoire Midi-Pyrénées) de Toulouse, RéNaSS, université de Corse, université de La Rochelle, Centre Scientifique de Monaco, IGG de Gênes, SGC de Barcelone. Elle est aussi utilisée par plusieurs organismes de surveillance sismologique ou volcanologique (Equateur, Grèce, Indonésie, Italie, Mexique, Nicaragua, Pérou, Philippines, Tunisie, Vanuatu). Les logiciels de tri et de visualisation se révèlent en outre particulièrement utiles pour traiter l'important flot de données généré par les campagnes de terrain qui utilisent des stations numériques : campagnes de sismologie expérimentale (Russie) ; campagnes de type Lithoscope (Bolivie, Chili, Chine, Equateur, Finlande, France, Grèce, Italie, Russie) ; études de répliques (Grèce) ; ou études d'activité volcanique (îles du Cap-Vert, Comores).

**2.6. Diffusion et archivage des informations.** — Sismalp n'a pas — nous l'avons déjà dit — un rôle d'alerte sismique, ce rôle étant dévolu en France au RéNaSS et au LDG grâce à leurs réseaux de couverture nationale. Néanmoins, lorsque nous sommes en mesure de le faire, nous nous efforçons toujours de répondre le plus rapidement possible au besoin d'information consécutif à un séisme ressenti, besoin qui croît exponentiellement avec la magnitude. Cette diffusion d'information se fait par l'intermédiaire d'un avis automatique de localisation (fig. 1.29) adressé aux autorités civiles et militaires. Notre contribution permet notamment de positionner l'épicentre à quelques centaines de mètres près, de préciser la profondeur du foyer et de fournir les premiers éléments concernant la géométrie de la faille qui a joué.

Les données acquises (soit environ 15 Moctets par mois) sont stockées dans un premier temps sur le disque dur du PC d'acquisition ; après tri et dépouillement, un miroir de ce disque est constitué sur le centre de calcul du LGIT. L'archivage définitif est fait sur disque optique numérique sur deux enregistreurs distincts, l'un connecté directement au PC d'acquisition, l'autre attaché au centre de calcul du LGIT. Un gestionnaire automatique de demandes de données (AutoDRM développé au



## RESEAU SISMALP

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (CNRS/UJF) - Observatoire de Grenoble  
IRIGM, BP 53X, 38041 GRENOBLE CEDEX, France - Tél. (33) 76 51 49 41 - Fax (33) 76 51 44 22

Mer 1 Mai 16:14:40

Localisation préliminaire du séisme survenu

le 14 décembre 1994 à 08:55:59 UTC

Date	Heure	Lat. N	Lon. E	Prof.	Magn.	R.M.S.	ErH	ErZ
14.12.94	08:55:59.26	45°57.60'	06°25.34'	10.37	5.1	.18	.5	1.0

10 km NE Thones (74)  
13 km SUD Bonneville (74)  
14 km SW Scionzier (74)

Code	Dist.	Azim.	Heure P
OG04	5.3	167	08:56:01.52
OG02	26.6	324	08:56:04.27
OG03	26.7	64	08:56:04.30
RSL	34.1	152	08:56:05.72
EMS	41.2	73	08:56:06.75
OG06	42.2	258	08:56:06.94
OG01	45.8	26	08:56:07.45
OG07	46.3	208	08:56:07.51
LPL	54.9	154	08:56:09.40
LPG	57.4	153	08:56:09.90
OG11	58.2	166	08:56:09.65
OG12	60.2	141	08:56:10.12
OG09	67.5	223	08:56:11.05
OG10	68.5	190	08:56:11.24
OG05	75.2	277	08:56:12.65
DIX2	77.2	80	08:56:12.91
DIX	77.6	80	08:56:13.02
LSD	79.9	134	08:56:13.01
OG18	85.2	180	08:56:14.05
OG24	85.6	163	08:56:14.28
GDM	87.4	196	08:56:14.12
VAU	93.1	197	08:56:15.07
GRN	95.7	214	08:56:15.83
0016	107.7	147	08:57:40.51
RSP	111.0	144	08:56:18.29
OG15	117.9	171	08:56:19.41
RRL	119.0	166	08:56:19.64
0026	119.0	139	08:57:40.50
MMK	120.0	85	08:56:19.23
ORX	126.6	107	08:56:20.46
OG17	127.8	204	08:56:20.44
OG14	129.5	191	08:56:21.04
OG22	132.9	162	08:56:22.00
OG21	139.2	174	08:56:22.72
BLB	141.5	152	08:56:23.23
CBB	155.2	167	08:56:26.61
CBB	155.2	167	08:56:25.39
CREF	157.5	174	08:56:25.71
CREF	157.5	174	08:56:26.67
OG19	157.5	200	08:56:25.86
LOMF	157.7	11	08:56:24.70
OG16	161.2	220	08:56:26.85
OG16	161.2	220	08:56:25.58
SSB	165.1	243	08:56:25.21
SSB	165.1	243	08:56:27.16
SURF	167.2	169	08:56:27.37
JAUF	172.1	171	08:56:28.05
JAUF	172.1	171	08:56:29.15
OG27	174.3	178	08:56:28.52
OG27	174.3	178	08:56:30.12
OG26	176.9	210	08:56:29.56
OG26	176.9	210	08:56:27.89
APL	177.8	52	08:56:27.91
OG25	178.8	189	08:56:28.53
OG25	178.8	189	08:56:29.71
TMA	190.5	85	08:56:30.77
TMA	190.5	85	08:56:31.58
OG28	200.0	199	08:56:31.35
STV	203.5	160	08:56:31.89

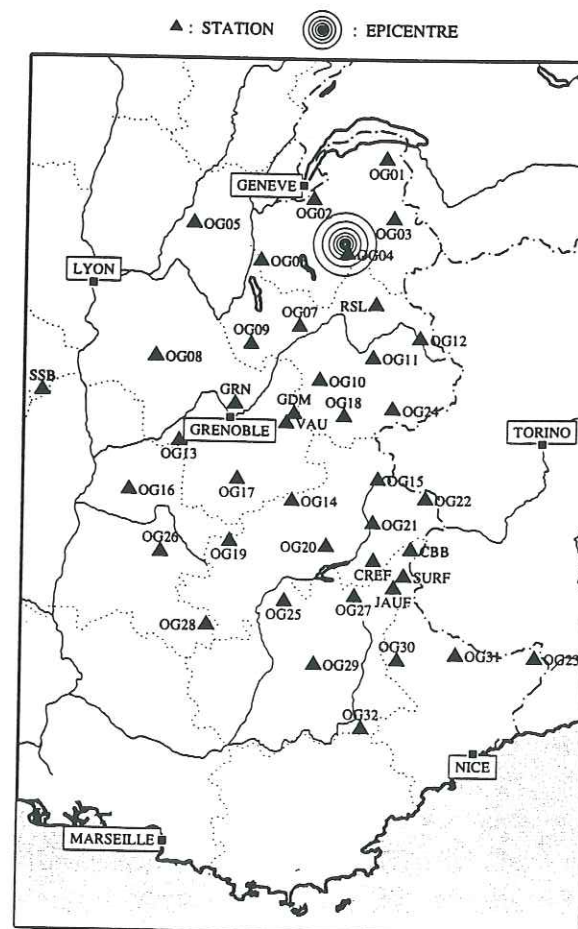


FIG. 1.29. — Exemple d'avis de localisation pour le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie) du 14 décembre 1994 (magnitude 5,1).

Schweizerische Erdbebendienst [SED] à Zürich) a été implanté au LGIT en 1995 ; il doit permettre à l'avenir un accès facile à cette base de données depuis l'extérieur par l'intermédiaire du courrier électronique. Depuis 1995, la commande Unix standard finger fournit en outre à tout utilisateur Unix relié par Internet une liste de localisations hypocentrales préliminaires mise à jour automatiquement toutes les trois heures (finger sismalp@lgit.observ-gr.fr).

**2.7. Action pédagogique dérivée : Sismolog.** — Des contacts suivis avec des collègues de l'enseignement secondaire nous ont convaincus que notre logiciel de visualisation et de dépouillement présentait un certain intérêt pédagogique pour les collèges et lycées, étant donné la place qui est faite aux sciences de la Terre en classes de quatrième et de première. Une version éducation a donc été développée : ce logiciel (Sismolog) fonctionne sous DOS ; il donne accès à une base de données réduite constituée de 50 séismes (séismes proches, régionaux et télé-séismes) que l'on peut analyser et dépouiller. Un fond topographique détaillé et la localisation hypocentrale de plus de 120 000 séismes permettent d'étudier le contexte géodynamique d'une région quelconque du globe grâce à 5 niveaux de zoom. Un manuel d'accompagnement propose un choix varié d'exercices et de thèmes de travaux pratiques (Fréchet & Thouvenot, 1992, 1994 & 1996). Distribué par Logedic (Poitiers) sous contrat d'exploitation avec le CNRS et l'université Joseph-Fourier (UJF) de Grenoble, Sismolog bénéficie d'une licence mixte octroyée par la Direction des lycées et collèges.

**2.8. Développements ultérieurs : la balise Sismalp3.** — La description du réseau Sismalp qui vient d'être faite correspond à l'état matériel et logiciel en vigueur en 1994 (balise Sismalp1). Un certain nombre d'études ne peuvent pas être correctement effectuées avec ce type de matériel du fait de la longueur d'enregistrement limitée (40 secondes environ par séisme), de la faible dynamique du système (10 bits), de la capacité mémoire très réduite (64 Koctets), de la précision en temps encore insuffisante (quelques millisecondes), et du fait que les stations n'acquiescent que la composante verticale du mouvement du sol. Pour pallier ces limitations, un nouveau modèle de balise (Sismalp3) a été développé pour pouvoir équiper une dizaine de stations de sismomètres trois composantes, et pour pouvoir remplacer une autre dizaine de balises par du matériel plus performant. L'architecture de cette nouvelle balise, développée par le Leas, et le test de ses performances font l'objet de la thèse de Javier Revilla (Revilla, 1996). Nous ne la décrirons ici que très sommairement.

Le principe de la transmission par réseau téléphonique est conservé dans l'une des options d'utilisation de la balise Sismalp3, mais avec une vitesse de transmission plus rapide (14 400 bauds avec compression de données au lieu des 1 200 bauds de Sismalp1) ; l'acquisition se fait sur 3 voies avec une dynamique portée à 24 bits ; la capacité mémoire est de 2 Moctets ; pour la synchronisation horaire, on utilise un récepteur Locsat développé par le Leas, qui fournit une précision meilleure que la milliseconde grâce à un calage GPS périodique. Une telle balise Sismalp3 équipe la station RSL (Savoie) depuis 1995 (cf. exemples d'enregistrements à la figure 1.28).

Une seconde option d'utilisation consiste à munir la nouvelle balise d'une carte PC sur laquelle on peut connecter un modem et/ou un disque de grande capacité. Suivant



l'assemblage réalisé, un tel choix permet par exemple un fonctionnement autonome avec une récupération périodique des données par vidage ou échange du disque ; ou bien un enregistrement continu (stockage sur le disque dur), avec retransmission téléphonique (le lendemain ou le surlendemain) de fenêtres temporelles spécifiées par l'utilisateur depuis la station centrale.

Dans un cas comme dans l'autre, des sacrifices ont été nécessaires au niveau de la consommation, et des panneaux solaires deviennent indispensables pour une installation de longue durée. Pour une campagne d'enregistrement courte, une simple batterie de 60 Ah fournit cependant une autonomie de l'ordre d'un mois.

### 3. AMÉLIORATION DES LOCALISATIONS : EXEMPLE DE L'UBAYE

[GUYOTON, F., FRÉCHET, J. & THOUVENOT, F., 1990. La crise sismique de janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France) : étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP, *C. r. Acad. Sci., Paris* 311, 985-991.]

C. R. Acad. Sci. Paris, t. 311, Série II, p. 985-991, 1990

985

Tectonique/*Tectonics*  
(Sismologie/*Seismology*)

## La crise sismique de janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France) : étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP

Fabrice GUYOTON, Julien FRÉCHET et François THOUVENOT

**Résumé** – Une crise sismique a été enregistrée en janvier 1989 dans la vallée de la Haute-Ubaye, entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera, par le nouveau réseau alpin permanent SISMALP. Parmi les 250 séismes enregistrés du 22 au 26 janvier, sept événements de magnitude  $M_L$  comprise entre 2,4 et 3,4 ont pu être localisés sous le massif du Chambeyron. L'analyse par méthode interspectrale du multiplet (groupe de séismes identiques) formé par les événements étudiés montre que les distances entre les différents hypocentres sont de l'ordre de 120 m. Les solutions focales obtenues sont bien contraintes et correspondent à des mécanismes en faille normale subméridienne dans un domaine en décrochement dextre extensif.

The seismic crisis in Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France) in January 1989: a detailed study using the new Alpine seismic network (SISMALP)

**Abstract** – About 250 seismic events were recorded in January 1989 in the area between the Pelvoux and Argentera massifs by a new permanent seismic network (SISMALP). Seven events in the magnitude range  $M_L = 2.4$  to 3.4 have been located under the Chambeyron massif. These events constitute a multiplet (similar waveform earthquakes) that can be analysed using cross-spectral methods. This allows us to estimate at about 120 m the distances between hypocentres. Well-constrained fault-plane solutions show submeridian normal faulting in an extensive dextral strike-slip faulted domain.

**Abridged English Version** – While the ECORS-CROP vertical-reflection seismic profile recently allowed us to detail partly the deep structure of the western Alps [1], very few studies address the present dynamics of the chain. This kinematic approach is obviously limited by a lack of reliable seismological data. For that purpose, a new permanent seismic network (SISMALP) has just been installed in the French Alps. The ultimate goal of SISMALP is to install about 35 seismic Data Collecting Platforms (DCP's) connected to the Observatoire de Grenoble through switched telephone lines ([2], [3]). The network will monitor the Alpine seismic activity. Recording teleseismic events will also allow us to study the lithospheric structure. In January 1989 a seismic crisis occurred in Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence). At that time, the SISMALP network consisted of 13 DCP's (20 in April 1990), installed in a broad band transverse to the Alpine chain and extending from the eastern Massif Central to the Italian border (Fig. 1). The seismic crisis studied here is a first example of the capability of this new network to provide reliable and homogeneous data sets.

The Briançonnais zone is one of the most active seismic areas in the French Alps. Several historical destructive earthquakes struck this region ([4], [5]). The seismicity map (Fig. 2) shows a very diffuse seismic pattern that does not allow us—at least for the moment—to find a relation between earthquakes and major tectonic surface features. The seismic crisis occurred in Haute-Ubaye, between the Pelvoux and Argentera massifs, from January 22nd to 26th, 1989. Among about 250 recorded events, we selected seven earthquakes with a magnitude  $M_L$  ranging from 2.4 to 3.4 (Table I), for which at least 12 P- or S-phases were recorded. We localized the hypocentres under the Chambeyron massif, about 5 km NE of

Note présentée par Xavier LE PICHON.



Saint-Paul-sur-Ubaye (Fig. 3 a). [In 1977 a seismic crisis under the same massif had already been studied with a local temporary network by one of us (J.F.) ([5], [6]).]

Because P-wave arrival times can be read from the SISMALP digital signals with an accuracy of 10 ms, most root-mean-square residuals are lower than 0.05 sec. We estimate the absolute location of hypocentres (full circles in Fig. 3) to be accurate within 1 km if a 3-dimensional velocity model is used. Data from other European seismic networks (<sup>1</sup>) also allowed us to compare the present location accuracy with what could be achieved before the installation of the SISMALP network when using a 1-dimensional velocity model (open circles, Fig. 3). Cross-section AA' (Fig. 3 a) shows the hypocentre distribution with depth (Fig. 3 b): earthquakes are located in the upper crust at a depth of about 10 km, slightly east of the Penninic Front that marks the limit between external and inner Alps. As the seismograms appeared very similar in most stations, we applied the doublet cross-spectral method ([7], [8]) to the seven events selected in Table I. Figure 4 shows an example of seismic doublet as recorded by SISMALP DCP OG 17. The similarity of the waveform and the delay (travel-time difference) analysis show that the distances between hypocentres are very small (about 120 m), thus making the focal zone very narrow.

The two main shocks (Nr. 1 and 6, Table I) provide well-constrained fault-plane solutions (Fig. 5). These two focal mechanisms are identical (Table II) and exhibit dominant normal faulting. The most likely fault plane strikes N-NW and dips steeply to the East, with a slight dextral component. The position of the T axis indicates a local E-W extension in the crust. This confirms the importance of normal faulting at depth under the Chambeyron massif, as has already been recognized ([5], [6], [9]).

(<sup>1</sup>) S.E.D. (Zürich), I.G.G. (Genova), L.D.G.-C.E.A. (Bruyères-le-Châtel), I.P.G. de Strasbourg, Observatoire de Clermont-Ferrand.

INTRODUCTION. — Les structures alpines sont actuellement relativement bien connues, tant par la géologie de surface qui permet de définir les grands traits tectoniques, que par les sondages sismiques profonds, les études gravimétriques ou magnétiques. Alors que tout dernièrement le grand profil ECORS-CROP de sismique réflexion verticale a permis de détailler au moins localement la structure profonde de la chaîne [1], très peu de travaux ont porté sur la dynamique actuelle des Alpes occidentales. Un nouveau réseau sismologique permanent (SISMALP) est en cours d'implantation dans les Alpes françaises et permet maintenant une étude fiable de la sismicité. La crise sismique de la Haute-Ubaye étudiée ici en est le premier exemple.

LE PROJET SISMALP. — Il vise à l'établissement d'un réseau d'environ 35 stations sismologiques réparties sur l'ensemble des Alpes françaises et reliées, par le réseau téléphonique commuté, à l'Observatoire de Grenoble ([2], [3]). En janvier 1989, ce réseau était composé de 13 balises téléphoniques (20 en avril 1990) formant un large profil transversal à l'arc alpin, de la bordure est du Massif Central à la frontière italienne (fig. 1). Dans sa configuration finale, il permettra d'étudier la sismicité alpine et de sonder la lithosphère à l'aide des signaux téléseismiques. Un micro-ordinateur situé à l'Observatoire de Grenoble assure, avec un logiciel de communication spécifique, l'interrogation entièrement automatique et la gestion de l'ensemble des balises téléphoniques.

TABLEAU I

Dates et coordonnées des séismes sélectionnés.  
Dates and coordinates of selected events.

N°	Date	Heure	Latitude	Longitude	Profondeur (km)	Magnitude (M <sub>L</sub> )
1. ....	22.01.1989	11:58:33,71	44°32,4	6°48,7	9,6	3,4
2. ....	22.01.1989	17:21:49,30	44°32,4	6°49,0	9,6	2,8
3. ....	22.01.1989	19:34:17,51	44°32,3	6°48,6	9,6	2,4
4. ....	23.01.1989	05:54:57,72	44°32,6	6°48,6	9,9	2,9
5. ....	23.01.1989	14:08:32,57	44°32,2	6°48,5	10,6	2,6
6. ....	25.01.1989	03:16:57,86	44°32,1	6°48,5	9,9	3,4
7. ....	25.01.1989	12:17:37,86	44°32,4	6°48,2	9,9	3,0

TABLEAU II

Pour les événements 1 et 6, azimuts et pendages fournis par les mécanismes au foyer :  
axes P et T et plans nodaux F1 et F2.

For events 1 and 6, azimuths and dips provided by the fault-plane solutions:  
P and T axes and F1 and F2 nodal planes.

N°	P	T	F1	F2
1. ....	91/17	217/61	344/66	31/34
6. ....	92/21	224/58	346/70	36/30

SISMICITÉ HISTORIQUE. — L'activité sismique de la zone briançonnaise entre les massifs du Pelvoux et de l'Argentera est l'une des plus importantes des Alpes françaises. Historiquement, cette région a été affectée par plusieurs gros séismes destructeurs dont le plus récent est celui de Saint-Paul-sur-Ubaye le 5 avril 1959 de magnitude 5,3 ([4], [5]). La carte de sismicité historique des séismes de magnitude supérieure à 3 pour la période s'étendant de 1500 à 1988 montre une répartition très diffuse et ne permet pas de relier directement les séismes aux accidents tectoniques majeurs de la région (fig. 2). Pour la sismicité récente (avant l'implantation de SISMALP), cet aspect diffus est dû à la mauvaise couverture en stations sismologiques; l'hétérogénéité de la croûte alpine est également responsable d'erreurs de localisation pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres [5].

LOCALISATION DES SÉISMES. — Parmi les 250 séismes enregistrés par SISMALP lors de la crise sismique du 22 au 26 janvier 1989, nous avons sélectionné sept événements (tableau I) de magnitude M<sub>L</sub> allant de 2,4 à 3,4 dont 12 phases au minimum ont été enregistrées par le réseau. Les hypocentres (cercles pleins, fig. 3) ont été calculés en tenant compte des variations tridimensionnelles des vitesses sismiques dans les Alpes. Ils sont localisés sous le massif du Chambeyron à environ 5 km au NE de Saint-Paul-sur-Ubaye. C'est sous ce même massif qu'une crise sismique a déjà été étudiée en 1977 par l'un d'entre nous (J. F.) grâce à un réseau local ([5], [6]). Les résidus moyens quadratiques obtenus sont presque tous inférieurs à 0,05 s. L'incertitude sur la position absolue des hypocentres est de l'ordre du kilomètre. En utilisant uniquement les données des autres réseaux sismologiques européens (<sup>1</sup>), les hypocentres calculés à l'aide d'un modèle de vitesse tabulaire (cercle vides, fig. 3) montrent l'ordre de grandeur de l'erreur commise antérieurement sur les localisations (environ 10 km). La coupe AA' (fig. 3 a) montre la



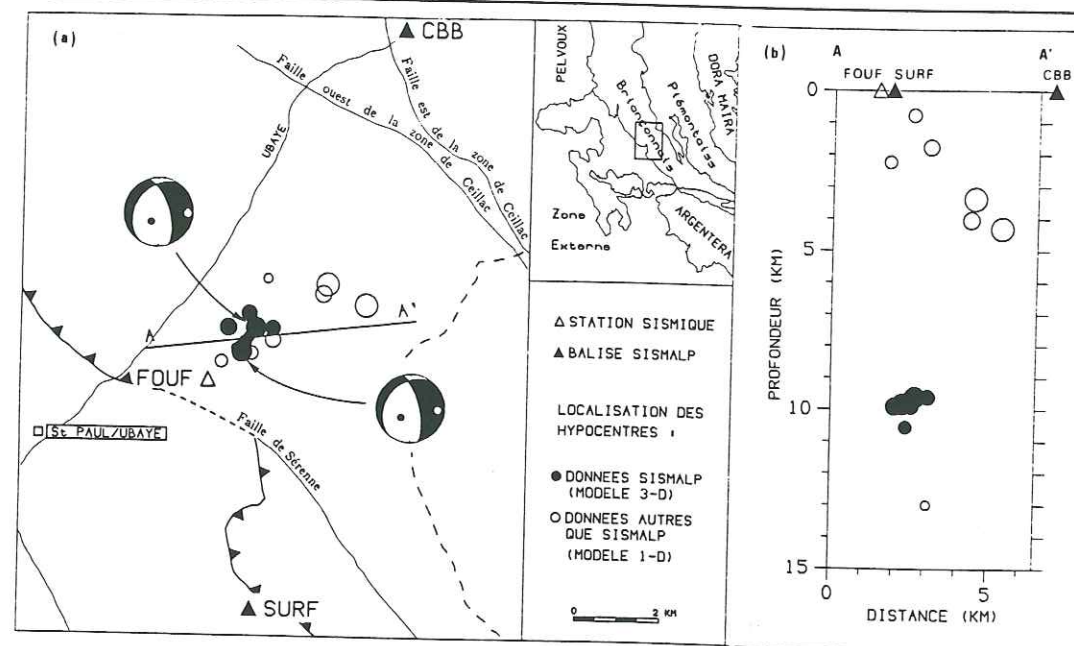


Fig. 3. — (a) Localisation des hypocentres calculés. AA' : position de la coupe de la figure 3 b; trait gras à barbe : front pennique. (b) Répartition des hypocentres en profondeur.

Fig. 3. — Location of computed hypocenters. AA' : position of cross-section in Figure 3 b; thick barbed line: Penninic Front. (b) Distribution of hypocenters with depth.

répartition des hypocentres en profondeur (fig. 3 b). Les séismes sont situés dans la croûte supérieure à environ 10 km de profondeur, à l'est du front pennique.

**DOUBLET SISMQUES.** — Toute crise sismique montre l'existence de séismes ayant des formes d'ondes identiques : ce sont des doublets ou multiplets sismiques ([7], [8]). La méthode interspectrale d'analyse des doublets, indépendante du modèle de vitesse, permet, à partir de mesures extrêmement fines de petites variations de temps de propagation le long des sismogrammes, de relocaliser très précisément les hypocentres les uns par rapport aux autres. Pour le multiplet sismique enregistré par la station OG 17 (fig. 4). La similitude des formes d'ondes démontre que les sources sismiques sont très voisines. Pour l'ensemble du multiplet, les variations des délais (différences de temps de parcours) calculés pour les phases P et S sont inférieures à 15 ms; ceci définit une distance maximale relative de l'ordre de 120 m entre les sources. On peut donc considérer la zone focale active comme quasi ponctuelle.

**MÉCANISMES AU FOYER.** — Seuls les deux principaux séismes de la crise (n° 1 et 6, tableau I) fournissent des solutions focales bien contraintes (fig. 5). Les autres solutions, malgré un trop faible nombre de sens de premier mouvement, sont parfaitement compatibles avec les solutions présentées. Les deux mécanismes au foyer obtenus sont identiques (tableau II) et correspondent au jeu d'une faille normale à légère composante de décrochement. Les axes P et T obtenus indiquent une extension E-O. L'importance du faillage normal sous le massif du Chambeyron a déjà été signalée à plusieurs reprises ([5], [6], [9]). Cette étude la confirme sans ambiguïté.

**RELATIONS AVEC LA TECTONIQUE.** — Les failles longitudinales de direction N 130 à N 150 bordant la zone briançonnaise à l'est et à l'ouest ont joué un rôle majeur dans la

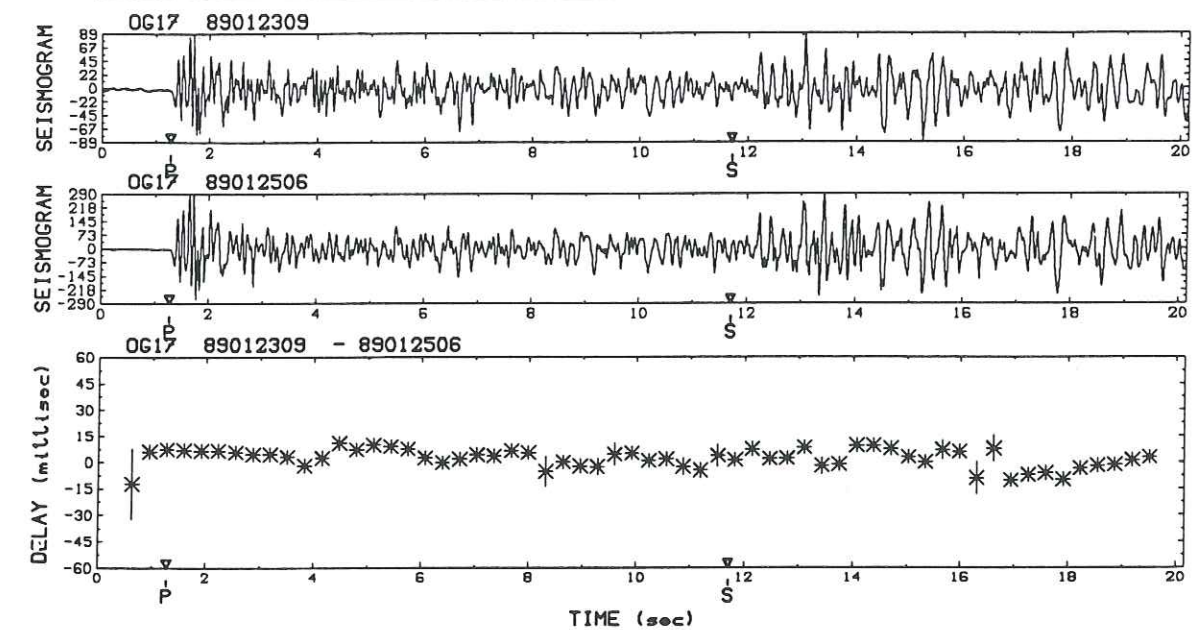


Fig. 4. — Exemple de doublet sismique dans la région de la Haute-Ubaye : événements 4 et 6 enregistrés par la station OG17.

Fig. 4. — Example of earthquake doublet in Haute-Ubaye region: events 4 and 6, as recorded by station OG17.

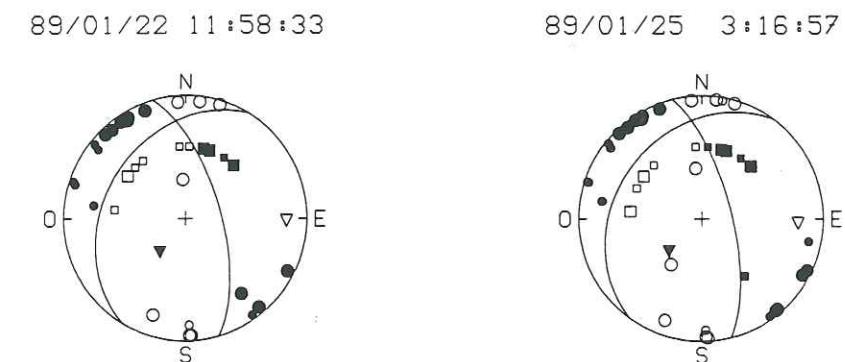


Fig. 5. — Mécanismes au foyer (hémisphère inférieure, projection de Schmidt). Noir : compression; blanc : dilatation; rond : onde directe; carré : onde réfractée; symbole réduit : lecture moins sûre. Triangle noir : axe P; triangle blanc : axe T.

Fig. 5. — Focal mechanisms (lower hemisphere, Schmidt projection). Full symbol: compression; open symbol: dilatation; circle: direct wave; square: refracted wave; small-size symbol: less-reliable reading. Full triangle: P axis; open triangle: T axis.

tectonique récente [10]. Ces accidents souvent très redressés — par exemple la faille de Sérenne à proximité de la zone épiscopale étudiée — présentent des rejets importants. Ils correspondent à un jeu, soit en faille normale, soit plus probablement en décrochement dextre (mécanisme au foyer du séisme du 5 avril 1959 [5], décalage dextre du massif de l'Argentera sur les failles de Bersezio et de Ruburent [10]). Le jeu de failles normales à légère composante dextre, calculé ici, pourrait donc s'intégrer dans un régime de déformation régionale de type décrochant-extensif de la zone externe du Briançonnais, induit par une compression N-S et une extension E-O.



CONCLUSION. — Cette étude montre que le réseau SISMALP permet d'obtenir des résultats de qualité équivalente à ceux que fournirait un réseau temporaire local d'étude de la microsismicité. D'ici fin 1991, le réseau SISMALP couvrira l'ensemble des Alpes françaises. En multipliant des études de détail similaires à celle-ci, des localisations très fiables et des mécanismes au foyer bien contraints doivent permettre une nouvelle approche de la dynamique de l'arc alpin occidental.

(<sup>1</sup>) S.E.D. (Zürich), I.G.G. (Gênes), L.D.G.-C.E.A. (Bruyères-le-Châtel), I.P.G. de Strasbourg, Observatoire de Clermont-Ferrand.

Note remise le 31 mai 1990, acceptée après révision le 20 août 1990.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] R. BAYER, M. CAZES, G. V. DAL PIAZ et coll., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, série II, 1987, p. 1461-1470.
- [2] F. THOUVENOT, J. FRÉCHET, F. GUYOTON, R. GUIGUET et L. JENATTON, Seismic networks and rapid digital data transmission and exchange, *Cahiers du Centre européen de Géodynamique et de Séismologie*, 1, 1990, p. 1-10.
- [3] J. FRÉCHET, F. THOUVENOT, G. POUPINET, F. GUYOTON, J. SARRAULT et A. NEDELLEC, soumis au *Bull. seism. Soc. Am.*, 1990.
- [4] J.-P. ROTHÉ, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, 3/3, 1941, p. 1-105.
- [5] J. FRÉCHET, Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université de Grenoble, 1978, 159 p.
- [6] J. FRÉCHET et N. PAVONI, *Eclogae geol. Helv.*, 72/3, 1979, p. 763-779.
- [7] G. POUPINET, W. L. ELLSWORTH et J. FRÉCHET, *J. geophys. Res.*, 89/B7, 1984, p. 5719-5731.
- [8] J. FRÉCHET, Thèse d'État, Université de Grenoble, 1985, 207 p.
- [9] G. MÉNARD et J. FRÉCHET, soumis aux *Earth and Planet. Sc. Let.*, 1990.
- [10] J.-C. BARFÉTY, M. GIDON et C. KERCKHOVE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267, série D, 1968, p. 394-397.

Laboratoire de Géophysique interne et Tectonophysique,  
Observatoire de Grenoble, I.R.I.G.M., B.P. n° 53 X, 38041 Grenoble.

#### EXPLICATIONS DE LA PLANCHE

Fig. 1. — Localisation des stations sismologiques du réseau SISMALP (grisé : massifs cristallins).

Fig. 1. — Position map of the SISMALP seismic network (shaded: crystalline massifs).

Fig. 2. — Sismicité historique de la zone briançonnaise.

Fig. 2. — Historical seismicity of the Briançonnais zone.

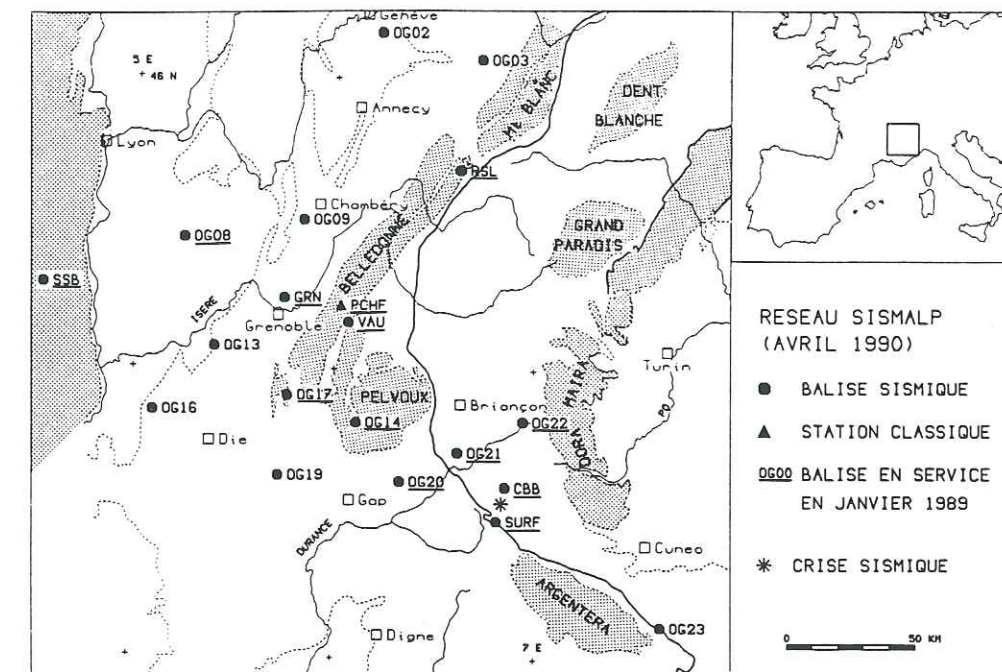


Fig. 1

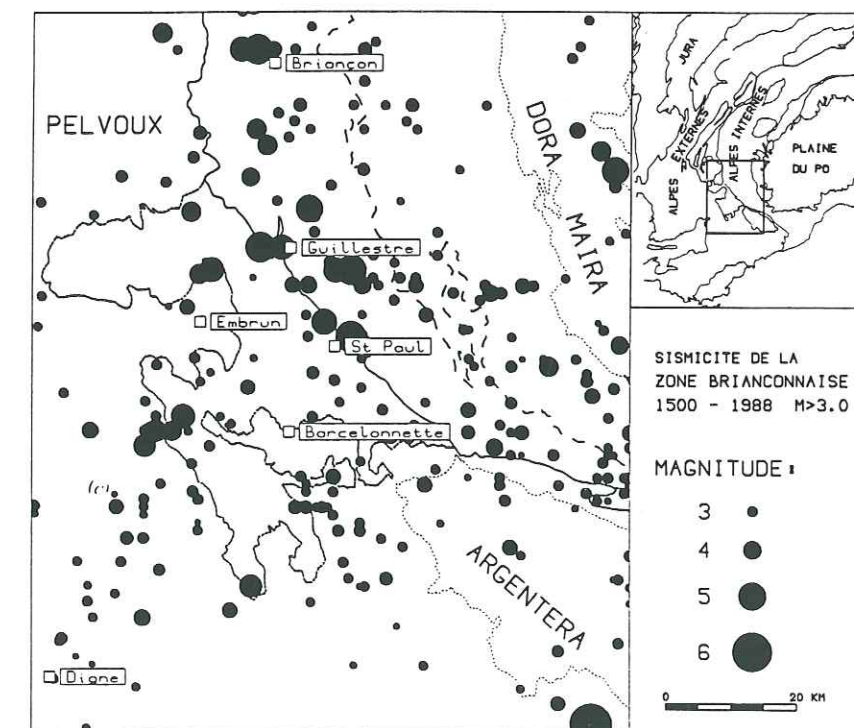


Fig. 2



## 4. COMPRESSION EN MER LIGURIENNE

[BETHOUX, N., FRÉCHET, J., GUYOTON, F., THOUVENOT, F., CATTANEO, M., EVA, Cl., FEIGNIER, B., NICOLAS, M. & GRANET, M. 1992. A closing Ligurian Sea?, *Pure Appl. Geophys.* **139**, 179–194.]

PAGEOPH, Vol. 139, No. 2 (1992)

0033-4553/92/020179-16\$1.50 + 0.20/0

© 1992 Birkhäuser Verlag, Basel

## A Closing Ligurian Sea?

N. BETHOUX,<sup>1</sup> J. FRÉCHET,<sup>2</sup> F. GUYOTON,<sup>2</sup> F. THOUVENOT,<sup>2</sup> M. CATTANEO,<sup>3</sup>  
C. EVA,<sup>3</sup> M. NICOLAS<sup>4</sup> and M. GRANET<sup>5</sup>

**Abstract**—Two earthquakes occurred in the Ligurian Sea in December 1989 and April 1990. Both were widely felt along the French and Italian Rivières, thus reminding us of the seismic risk in this region. The significant increase in the number of seismic stations in the area facilitated the study of these two shocks and their related aftershocks. Using different techniques (absolute and relative hypocentral locations, doublet analysis and waveform modeling), we computed accurate hypocentral locations and estimated the location-error range for earthquakes in this area. We also computed the focal mechanisms for both mainshocks, and we present here a synthesis that integrates previous data. The reactivation in compression of the Ligurian Sea sphenochasm is confirmed, which would eventually result in the closing of an aborted oceanic domain. As the seismic activity is clearly restricted to the northern margin, we suggest it locally results from the lateral expulsion of the south-western Alps along the Apulian indenter.

**Key words:** Earthquakes, aftershocks, spatial distribution, Ligurian Sea, seismicity.

## Introduction

The seismic activity of the Ligurian Sea is usually low but some destructive earthquakes are known to have occurred there in historical times: the last one was the Imperia event of 23 February 1887. It caused 670 deaths, 540 injuries, and severe damage (CAPPONI *et al.*, 1980). The earthquake of 19 July 1963 ( $m_b = 6.0$  to 6.2, according to Bureau Central International de Séismologie) occurred relatively offshore, thus being felt over a large area with minor damage only (BOSSOLASCO and EVA, 1965). We present here the study of two recent earthquakes. The first one was located 25 km offshore, and occurred on 26 December 1989 at 19:59 UTC ( $M_L = 4.5$ ). It was widely felt on the French and Italian Rivières, where it reached

<sup>1</sup> CSM, Musée océanographique, Monaco; present address: Institut de Géodynamique, URA 1279, CNRS, Avenue A. Einstein, 06560 Valbonne, France.

<sup>2</sup> LGIT, Observatoire de Grenoble, IRIGM, BP 53X, 38041 Grenoble Cedex, France.

<sup>3</sup> IGG, Dipartimento di Scienze della Terra, viale Benedetto XV, 5, 16132 Genova, Italy.

<sup>4</sup> LDG/CEA, BP 12, 91680 Bruyères-le-Chatel, France.

<sup>5</sup> EOPGS, 5 rue René-Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France.



a maximal MSK intensity of V. A second earthquake ( $M_L = 4.3$ ) occurred on 15 April 1990 at 07:50 UTC, some 30 km farther east. Both shocks were followed by several aftershocks.

Five digital seismological networks are presently operating in the south-western Alps and Liguria region (IGG, EOPGS, LDG/CEA, SISMALP and SISLIG)<sup>6</sup>, which provides a total of 82 stations, with 48 of them being located at distances less than 300 km from the Ligurian-Sea epicentral area (Fig. 1). Seismograms were quickly gathered through EARN and TRANSPAC communication networks, and converted to a common format. This large amount of high-quality digital data allows us to obtain accurate results, even for low-magnitude aftershocks.

The difficulty in studying the Ligurian-Sea seismic area is twofold. First, the seismic network, taken as a whole, has a clear azimuthal gap towards the south (Fig. 1). However, the recent installation of 2 stations in Corsica in 1989 complements the sole station previously operated there, and allows us to significantly reduce this gap. Second, the structural pattern of the network area is very complex: the south-western Alps—including at depth the southern end of a mantle intrusion known as the Ivrea body—the crystallophyllian massifs of Maures, Esterel and Corsica, with the oceanic domain of the Ligurian Sea in between, contribute, through their heterogeneities, to strong anomalies in the propagation of seismic waves (CATTANEO *et al.*, 1985).

Sophisticated techniques such as doublet analysis and waveform modeling should allow us to estimate the location-error range for classical hypocentral locations, an important parameter for the seismic risk in this area. The new available data should also allow us to compute constrained focal mechanisms, thus spotlighting the regional tectonics. The purpose of this paper is therefore to provide a seismological analysis of these two seismic crises, to discuss the improvement in accuracy furthered by the recent increase in the number and quality of regional seismological stations, and to revisit the Ligurian-Sea tectonics in the light of these new data.

### Study of the Main Shocks

#### Location

The hypocentral locations of the two events were computed using the station set shown in Figure 1, and regional crustal models such as the ones described by

<sup>6</sup> IGG: Istituto Geofisico e Geodetico (Genova, Italy). EOPGS: Ecole et Observatoire de Physique du Globe (Strasbourg, France). LDG/CEA: Laboratoire de Détection et de Géophysique (Bruyères-le-Chatel, France). SISMALP: Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (Grenoble, France). SISLIG: Centre Scientifique de Monaco (Monaco).

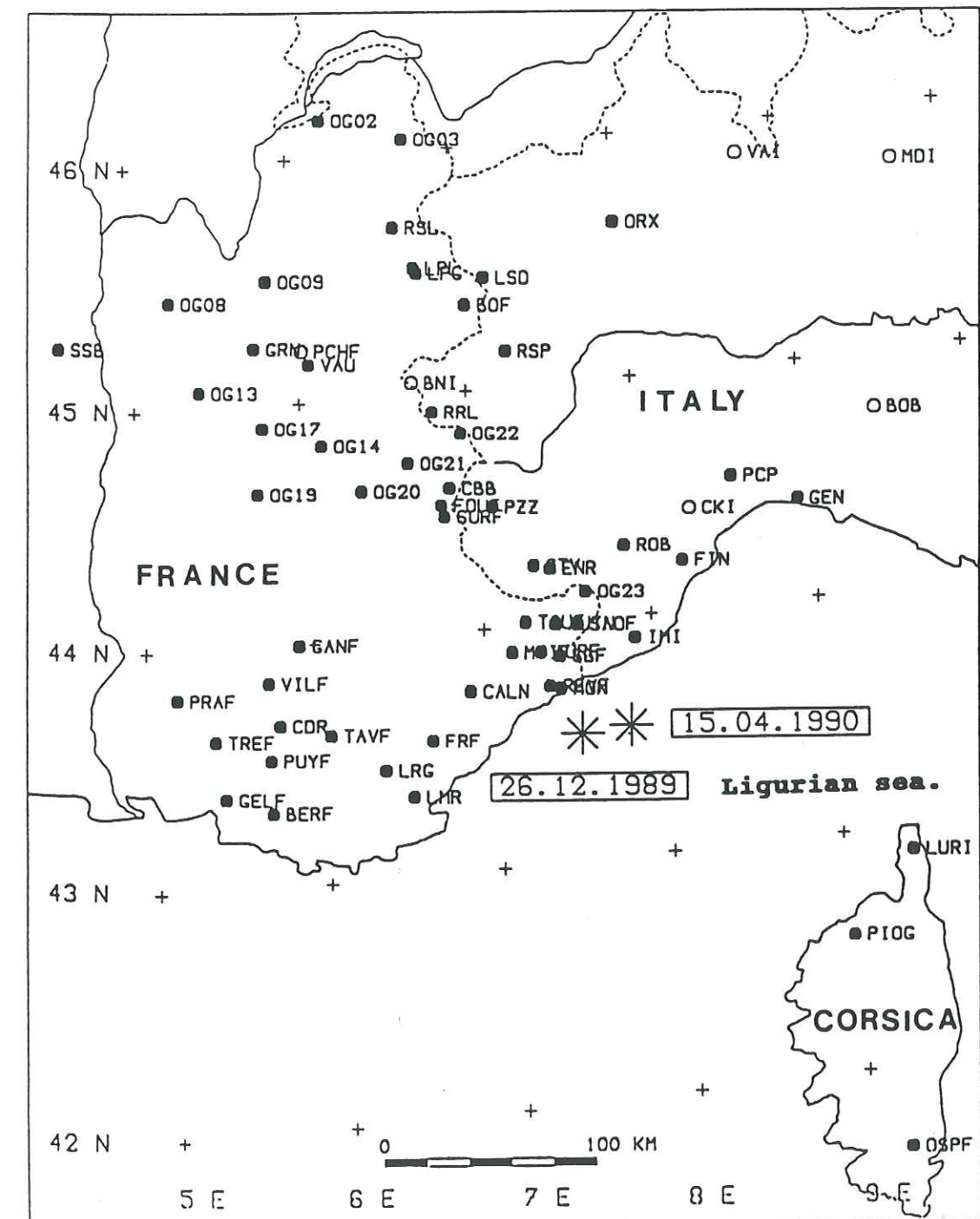


Figure 1  
Seismological stations used in this study. Full symbols: digital records; open symbols: analogue records; position of the two mainshocks (this study) shown by stars.



MANTOVANI (1983), BETHOUX *et al.* (1986), or GUYOTON (1991). Results are consistent and the dispersion for the first epicenter (26 December 1989) is 2 km in latitude and 3 km in longitude. Our ultimate values for the epicentral coordinates are

$$43.54^{\circ}\text{N} \pm 1 \text{ km}, \quad 7.54^{\circ}\text{E} \pm 1.5 \text{ km}.$$

The focal depth is less constrained; according to the various locations, it varies between 7 and 14 km. For the second epicenter (15 April 1990), the dispersion is 6 km in latitude and 3 km in longitude. The epicentral coordinates are

$$43.58^{\circ}\text{N} \pm 3 \text{ km}, \quad 7.81^{\circ}\text{E} \pm 1.5 \text{ km}.$$

Again the computations only provide an estimate of focal depth (5 to 12 km).

For both events, the dispersion of the focal depth is probably to be ascribed to the large variations in the Moho depth in the coast/hinterland area (14–35 km), which was variously tackled by the various relocations. We are going to attempt a better determination of this focal parameter through the computation of synthetic seismograms. Nonetheless this waveform modeling requires the knowledge of focal mechanisms.

#### Focal Solutions

We computed the focal mechanisms for both mainshocks using the sense of first motion as recorded by the regional stations (up to 70 readings for the 1989 event). We used the velocity model listed in Table 1, provided by a seismic-refraction profile carried out on the very spot of the 1989 event (RECQ *et al.*, 1976). The tests we performed—using various focal depths, as well as different velocity models—show that, even if take-off angles are modified, the resulting focal solutions are rather stable. The solutions shown in Figure 2 were obtained using the FPFIT program (REASENBERG and OPPENHEIMER, 1985), which has the advantage of objectively

Table 1

Velocity model after RECQ *et al.* (1974); quality factors after BERTIL *et al.* (1989)

Thickness (km)	P velocity (km/s)	S velocity (km/s)	Specific weight (kg/m <sup>3</sup> )	P quality factor	S quality factor
1	2.60	1.53	1,800	50	50
1	3.50	2.04	2,000	200	100
1	4.50	2.60	2,600	400	200
5	6.05	3.54	2,800	700	350
12	6.50	3.80	2,900	800	400
	8.05	4.70	3,300		

89/12/26 19:59:59.1 90/04/15 7:50:36.4

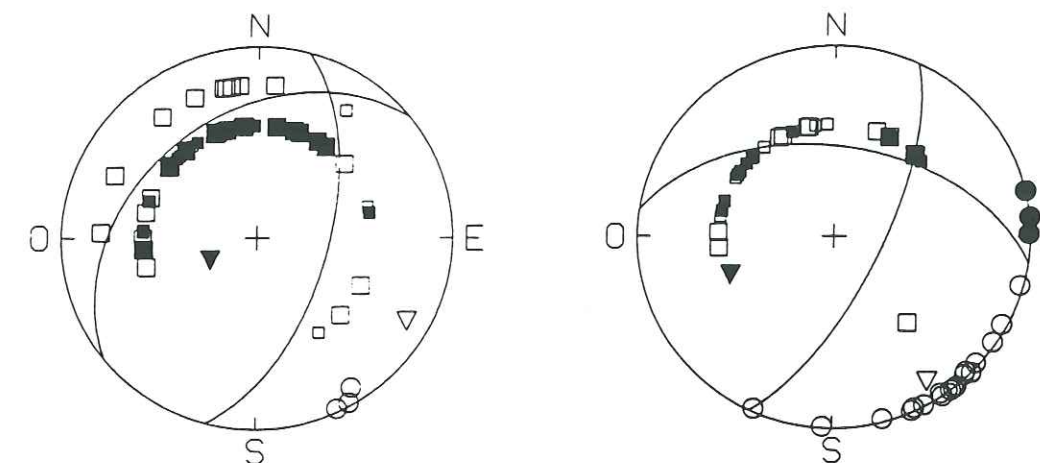


Figure 2

Focal solutions obtained for the two mainshocks. Open triangles show P axes; full triangles show T axes. Strikes and dips of the nodal planes and P axes: 26-December-1989 event:  $P_1 = \text{N}15/60$ ,  $P_2 = \text{N}231/35$ ,  $P = \text{N}119/77$ ; 15-April-1990 event:  $P_1 = \text{N}25/70$ ,  $P_2 = \text{N}278/52$ ,  $P = \text{N}148/79$ .

computing the best statistical fit. For the 1989 event, we get a very well-constrained mechanism, showing almost pure compression with a P axis oriented N119°E. This solution is close to that found by RITZ *et al.* (1990) in a preliminary study. Because the 1990 shock was two tenths lower in magnitude and maybe also slightly shallower, first-motion readings are not so consistent for long-range stations—mainly in the NW quadrant. However, short-range stations, plotted in the SE quadrant, show that the strikes of the nodal planes (N25°E and N98°E) are well-constrained, even if their dips still have a high degree of freedom. The 1990 event clearly shows a southwards-rotated P axis (N148°E). Changing the dips of the nodal planes will not change this orientation significantly.

#### Determination of Source Depth by Waveform Modeling

By analyzing the waveforms of the seismograms and the relative amplitude of the crustal phases, it is possible to refine the determination of source and propagation parameters. The discrete-wave-number representation method (BOUCHON and AKI, 1977) computes the exact response of a stack of visco-elastic layers to any type of dislocation source. Using this method, CAMPILLO *et al.* (1984) and BERTIL *et al.* (1989) showed that the waveforms are very dependent on the focal depth.

To apply this method to the present data we used the same crustal model as discussed previously. The quality-factor model is based on results by BERTIL *et al.* (1989) in the south-western Alps. As both mainshocks have an  $M_L$  magnitude close



to 4, the source time function was chosen as a smooth ramp with a rise time of 0.2 s. The focal mechanisms are depicted above. Synthetics were computed for 5 different depths (5, 7, 10, 13, and 16 km), and were compared with the data. Figure 3 shows the 1989 event as recorded at LRG station. (This station recorded an unclipped signal at an epicentral distance of 95 km because of the availability of a low-gain channel.) The best fit, as given by the cross-correlation between observed and synthetic envelopes, is obtained for a 7-km focal depth: increasing or decreasing this parameter mainly results in increasing the *P*-to-*S* amplitude ratio which is very low in the observed seismogram.

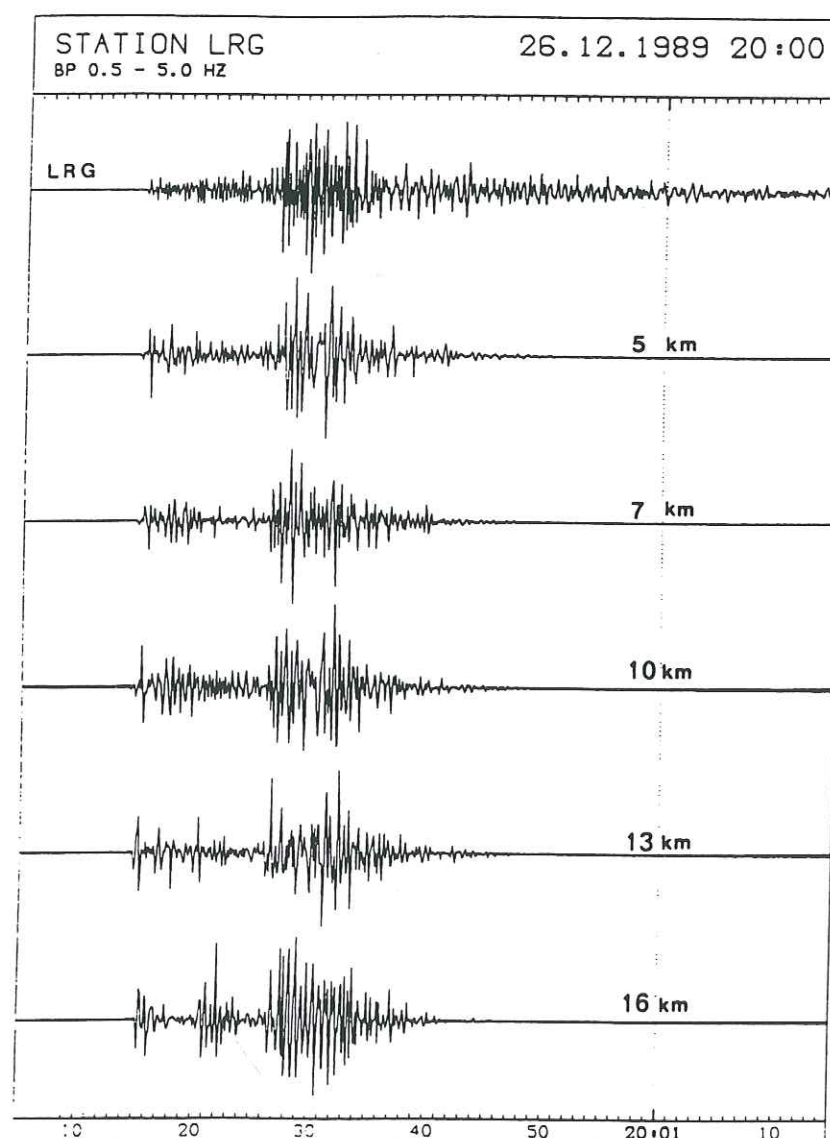


Figure 3

(Top) seismogram observed at station LRG and (below) synthetic seismograms obtained for different focal depths. The observed record is low-pass filtered with a cutoff frequency of 5 Hz to be compared with the synthetics.

### Aftershock Study

Both mainshocks were followed by aftershock sequences. The 26-December-1989 event was followed by 30 aftershocks which occurred during the next 3 days. Due to very low  $M_L$  magnitudes between 2.3 and 2.9, these aftershocks were recorded by short-range stations only. Arrival times are available in at least 12 stations for ten of them. The 15-April-1990 event was followed by 9 aftershocks of very low magnitude (only one of them registered an  $M_L$  magnitude higher than 2). The following study will therefore be focused on the first crisis. Three relocation techniques, increasing in sophistication, will be shown to cluster the aftershocks in a pinpoint focal zone.

Aftershocks were first independently located using the local crustal model listed in Table 1. As already pointed out, only short-range stations along the Rivas recorded them correctly, while no data are available from the Corsican stations. Relocating the 1989 mainshock employing the same station subset points out the key role of these Corsican stations: with no constraint in the southern azimuth and poor constraint in the west, the epicenter is shifted by 3 kilometers towards the north-northwest. We find the aftershock zone to be stretched along the same direction with a 7-km dispersion. A higher accuracy in relocations is theoretically reached if the relative positions of the aftershocks are computed versus the mainshock location. Results are displayed in Figure 4b and in Table 2. The aftershocks are considerably more clustered around the mainshock than in the previous locations. Nevertheless, the extent of the swarm remains large (4 km).

Table 2

Relative relocation of the aftershocks of the 26-December-1989 event, using the master-event location (number 0) and the crustal model listed in Table 1

Number	Date	Origin time (h:min:s)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (km)	R.M.S. (s)
0	26.12.1989	19:59:59.19	43.540	7.540	7	
1	26.12.1989	20:36:20.00	43.534	7.532	6	.40
2	27.12.1989	03:43:37.72	43.527	7.543	7	.18
3	27.12.1989	07:33:41.94	43.518	7.542	6	.15
4	27.12.1989	09:18:19.19	43.524	7.523	8	.15
5	27.12.1989	11:28:45.14	43.547	7.535	7	.14
6	27.12.1989	14:31:44.48	43.551	7.543	9	.12
7	27.12.1989	15:02:51.99	43.541	7.537	8	.13
8	28.12.1989	02:02:07.40	43.530	7.534	6	.30
9	28.12.1989	05:02:49.29	43.550	7.522	8	.12
10	29.12.1989	10:18:02.56	43.547	7.547	7	.13



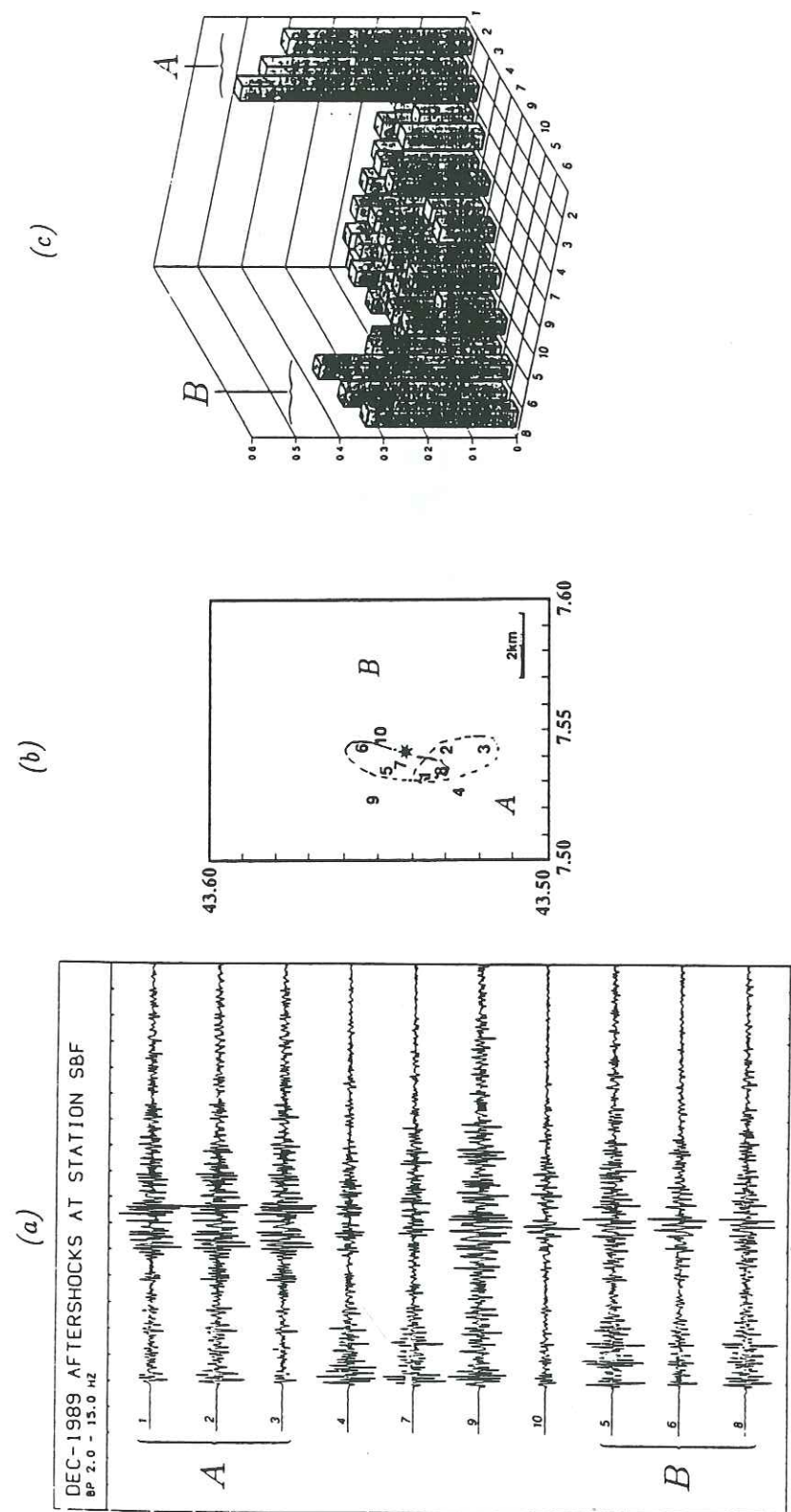


Figure 4  
December-1989 aftershock study. (a) Band-pass-filtered normalized signals recorded at station SBF show that some aftershocks are very similar (class A and class B) whereas others are uncorrelated; class-A events show an energetic 2-burst *S* arrival preceded by a characteristic high-frequency phase; class-B events show a progressive *S* arrival and a 3-burst *P* arrival (better seen for event 5); to some extent event 10 could belong to class B. (b) Map of relative locations using the master-event technique (main shock shown by star): aftershock epicenters are scattered over a 3 km x 5 km area with class-A and class-B events being intermixed. (c) 3-D block diagram showing the maximum of the cross-correlation coefficients between signals shown in (a).

The visual comparison of the seismic waveforms, as recorded in the same station, allows us to distinguish several aftershock classes (Fig. 4a). The waveform variations between the aftershocks may be due to different focal mechanisms. As already stressed, these aftershocks were recorded in a dozen stations only and it is not possible to compute focal mechanisms for each of them. However, first motions may be compared in these stations for each event: a clear polarity reversal is observed for some events. If these aftershocks are clustered in different zones the cross-correlation between seismograms for events in the same swarm should allow us to obtain significant information on the relative positions of the hypocenters. We present in Figure 4c the result of the cross-correlation computed for the various records in station LMR: 2 groups of events are clearly evidenced: events 1, 2, 3, and events 5, 6, 8 (Fig. 4a).

The coherency between these signals allows us to estimate the time delays along the seismograms, following the doublet method developed by POUPINET *et al.* (1984). This kind of analysis usually provides a variation in the delay curve when *S* waves are encountered, with this variation being directly linked to the change in hypocentral distance. For example, in Figure 5 we observe delay variations of about 10 ms for the first doublet (events 1 and 3 recorded in station SBF) and 5 ms for the second one (events 2 and 3 recorded in station ENR). Hypocentral distance variations are therefore of the order 80 m between events 1 and 3 and 40 m between events 2 and 3. The same technique, when applied to different pairs of events and different stations, shows that changes in hypocentral distance keep to the same order of magnitude (less than 100 m). We may therefore safely conclude that aftershocks of the same class are clustered in a focal zone less than 100 m in diameter. This result provides interesting conclusions on the accuracy which can be achieved when using standard relative relocation techniques. The 3-km dispersion that was found for the class-A (events 1, 2, and 3) and class-B (events 5, 6, 8) clusters gives a good estimate of the actual accuracy, since the doublet method implies a pinpoint focal zone. An important consequence of this computation is that the aftershock zone cannot be used to distinguish which of the two nodal planes is the actual fault plane.

#### *Ligurian Tectonics Revisited*

What comes out in the seismicity map of the Ligurian Sea (Fig. 6) is the asymmetry of the seismic activity that is concentrated on the northern margin of the sphenochasm, in a roughly triangular shape. The 1989 event, off Nice, is located at the western limit of this active area. It is also in coincidence with the structural limit between the calcareous Provencal domain and the allochthonous Cretaceous nappes of the south-western Alps (RECQ *et al.*, 1976; RÉHAULT, 1981). The 1990 event is located further east, off San Remo, in the area of the 1887 intensity-X earthquake



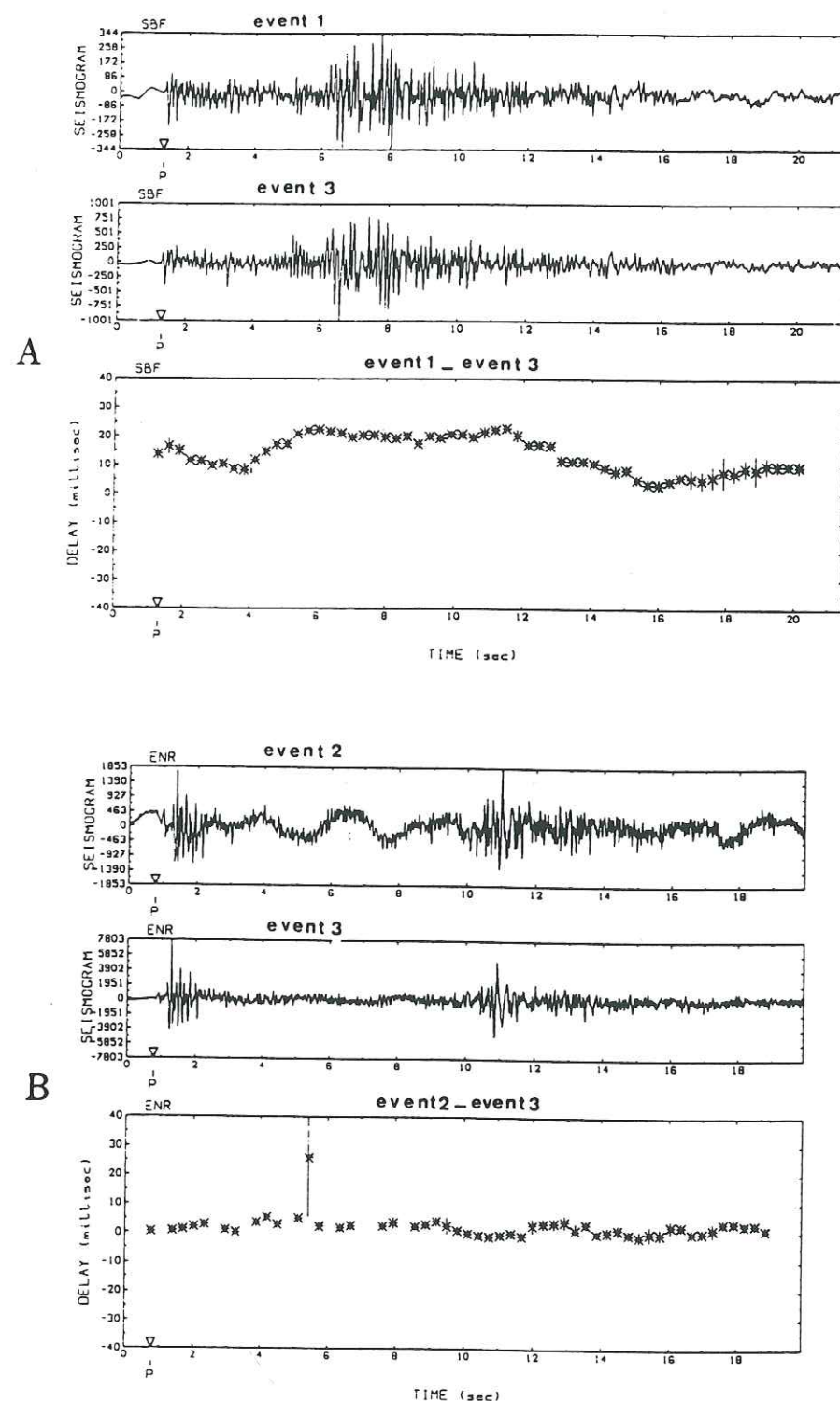


Figure 5

An example of doublet analysis for class-A aftershocks: (a) Events 1 and 3 recorded at station SBF. (b) Events 2 and 3 recorded at station ENR. Time delays are computed along the seismograms using cross-correlation techniques. Delay-variation when S waves are encountered provides information on changes in hypocentral distances.

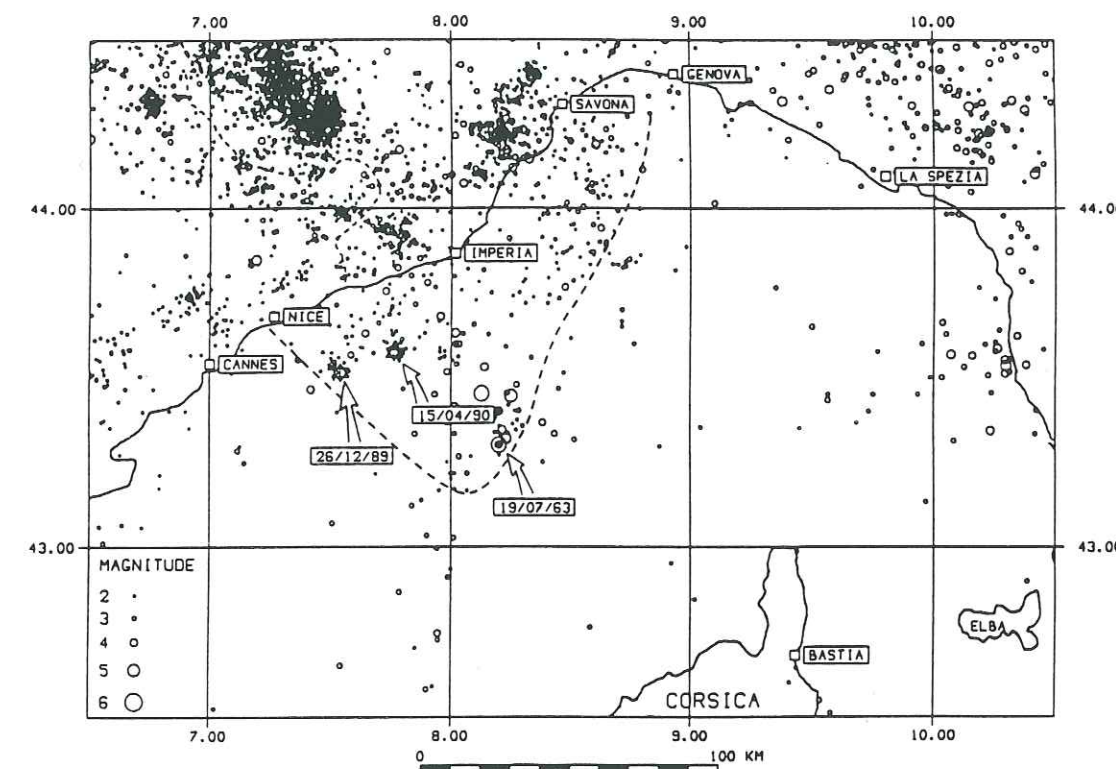


Figure 6

Instrumental seismicity (1963–1990) of the south-western Alps/Ligurian Sea area. Position of the two mainshocks (this study) shown by stars. The seismically active area is surrounded by a dashed line.

(CAPPONI *et al.*, 1980). If we also consider the location of the 1963  $m_b = 6.0$  earthquake, Figure 6 makes clear that the present activity is focused on the western part of the active area, as defined by instrumental seismicity.

Several focal mechanisms (Fig. 7a) have been computed in the area (BOSSO-LASCO *et al.*, 1972; FRÉCHET, 1978; RÉHAULT and BETHOUX, 1984; HOANG *et al.*, 1987; BETHOUX *et al.*, 1988). They all spotlight the remarkable stability of the nodal plane directions: N20–40°E or N110–130°E. These two directions coincide with the structural framework of the Ligurian Sea: lineations parallel to the rifting axis trending N30–40°E and lineations perpendicular to the basin axis, assimilated to transform faults (RÉHAULT, 1981). For the 1990 event, the nodal plane N25°E computed here is consistent with these results. For the 1989 event, N15°E and N51°E nodal planes have been evidenced: which of both is the fault plane? We already pointed out that the aftershock study does not allow us to decide which of the nodal planes is the actual rupture plane, as we could evidence no hypocenter alignment. Particularly, for the 1989 crisis, the waveform analysis supports the hypothesis of different swarms with different focal mechanisms and located on different faults. In this case, the distinction between the fault plane and



the auxiliary plane must be generally based on a judicious comparison with the local geology. According to numerous authors (RECQ *et al.*, 1976; RÉHAULT, 1989; PAUTOT *et al.*, 1984; LE CANN, 1987), structural as well as salt domes directions clearly reorient themselves from a NE-SW to a N-S direction, west of the Ligurian basin, on the provencal margin. We consequently argue for a N15°E fault plane corresponding to the 1989 shock.

All focal solutions previously computed for events with magnitudes ranging from 4 to 5.9 clearly indicate compression tectonics in this region (Fig. 7a). The

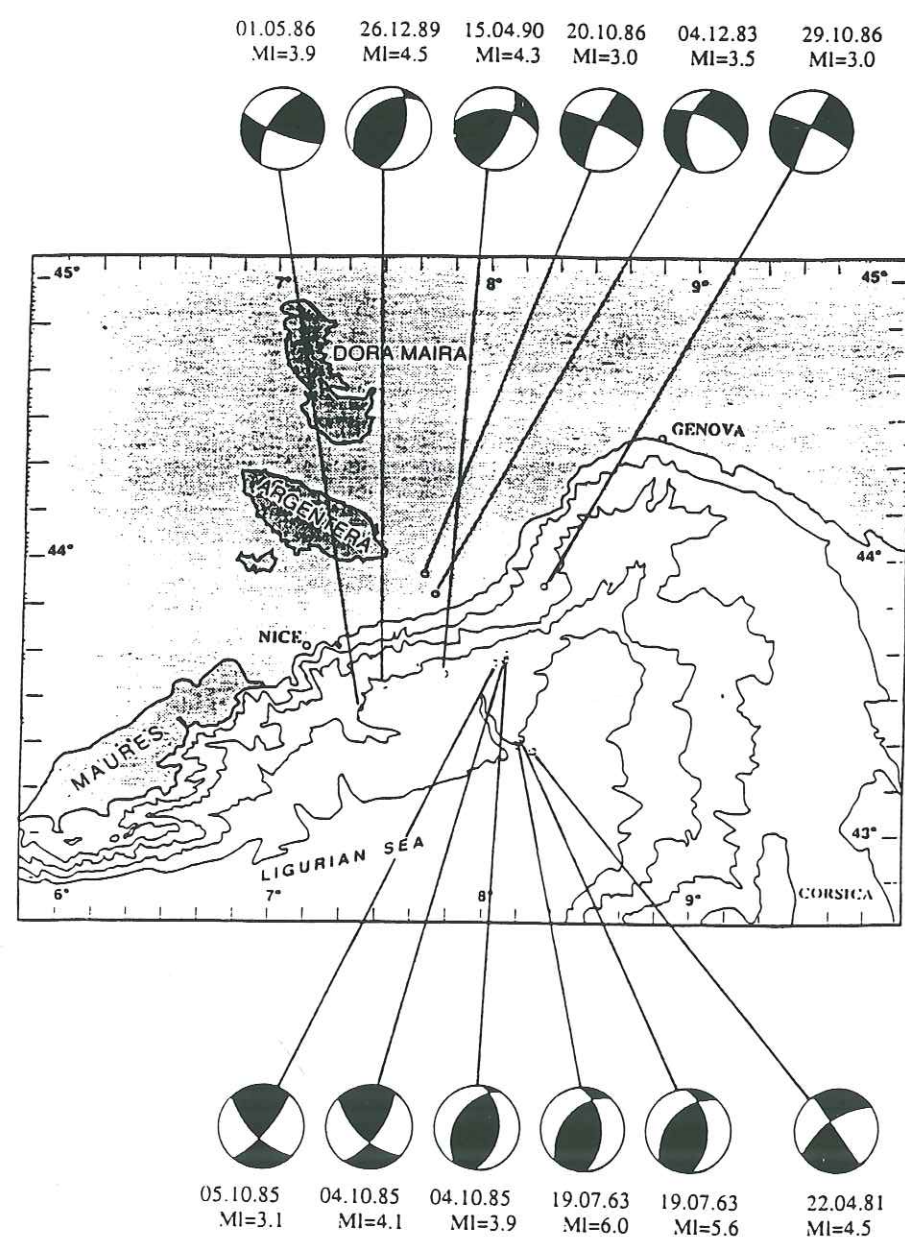


Figure 7(a)

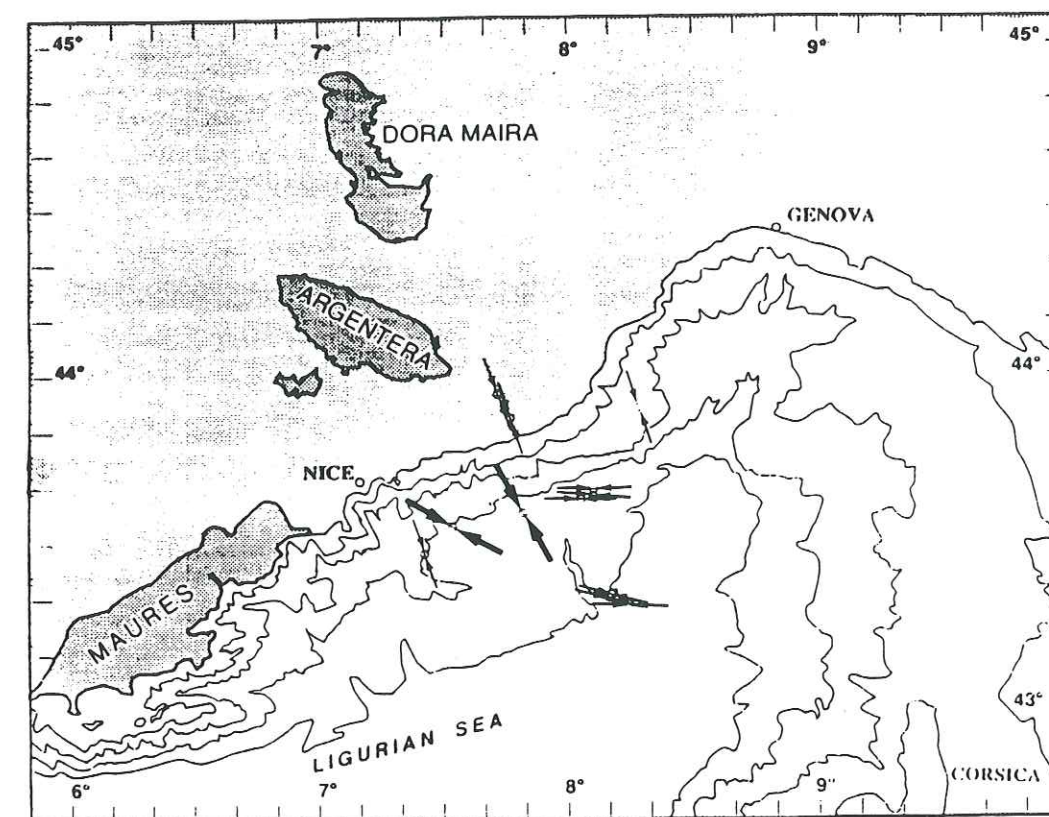


Figure 7(b)

Figure 7

(a) Focal solutions available in Ligurian Sea: data from BOSSOLASCO *et al.* (1972), RÉHAULT *et al.* (1984), HOANG *et al.* (1987), BETHOUX *et al.* (1988), and this study. (b) Corresponding *P* axes (in bold: *P* axes found in this study). Superimposed bathymetric map with contours in meters.

1989 event has a pure reverse-faulting mechanism (Fig. 2a), with a N119°E *P* axis close to the solution computed by several authors (BOSSOLASCO and EVA, 1965; MCKENZIE, 1970; FRÉCHET, 1978) for the July 1963  $m_b = 6.0$  earthquake. The 1990 event also has a compressive mechanism, but with a *P* axis rotated to N148°E (Fig. 2b). These *P*-axis directions are not consistent with neighbouring mechanisms (Fig. 7b) or the previous picture of the stress field, while the two new focal solutions clearly demonstrate this compressive trend, it does not now seem sound to assume a stress reorientation between the oceanic basin and the continental margin. The 1989 event is clearly located on the margin and corresponds to a N119°E *P* axis, whereas the May 1986 shock, which occurred close to it, corresponds to a well constrained focal solution with a N175°E *P* axis. The April 1990 solution has a N148°E *P* axis whereas the crisis of 1985, located very close to it, was characterized by a N110°E *P* axis. The smooth stress pattern proposed by RITZ *et al.* (1990), which took into account only a limited number of focal solutions in the Ligurian



Sea may thus appear oversimplified. The *P*-axis direction seems far more influenced by the reactivation of synrift fault planes trending N30°E and N110°E. They correspond to the two conjugate directions—NNE–SSW Cevenole direction and NW–SE Argentera direction (LEMOINE *et al.*, 1989; VIALON *et al.*, 1989)—which are reactivated repeatedly, as pre-existing planes of weakness. In this hypothesis a clear discrepancy may occur between the main stress direction and the *P*-axis direction as demonstrated by MCKENZIE (1969), ANGELIER (1979), ARMIJO and CISTERNAS (1978) and pointed out more precisely by CÉLÉRIER (1988).

From previous focal solutions BETHOUX *et al.* (1988) postulated that the northern margin of the Ligurian Sea is submitted to a general compressive trend which results from the tectonic setting of this area: blocked between south-western Alpine thrust zones and the Apenninic suture in the eastern gulf of Genova, the Ligurian basin is thought to be closing. In the light of Figures 6 and 7 this study allows us to make clearer this hypothesis. The E–W *P* axes could actually represent local deviations of the general N–S stress pattern (PHILIP, 1987), while the seismic activity is restricted to the northern margin of the Ligurian basin. The clearly compressive character of this activity is confirmed. It results from the lateral expulsion of the south-western Alps along the south-western sidewall of the Apulian indenter (TAPPONNIER, 1977; VIALON *et al.*, 1989). The closing of the Ligurian Sea would only be a dynamic consequence of this lateral expulsion. Therefore, it should rather be considered a half-closing, limited to part of the northern margin.

### Conclusions

The improvement and gathering of the regional seismological networks has allowed a thorough study of these two seismic crises in the Ligurian Sea. The use of several networks and several location techniques has allowed us to analyze the error range for results obtained in this area and to deduce accurate hypocenter locations. The focal depth, an important parameter for any seismic-risk assessment along the French-Italian Rivas, was discussed using synthetic seismograms. The aftershock study also revealed that the 1989 crisis had a pinpoint focal zone, and it underlined the complexity of rupture mechanisms, even for a low-magnitude crisis.

The focal mechanisms of the main events have been computed with precision and confirm the previous, less constrained, results obtained for the Ligurian Sea. A key result of this study is the re-examination of the hypothesis of the stress rotation in the area, which appears to be considerably more complicated than was previously thought. The reactivation in compression of the northern part of the Ligurian Sea is confirmed and we suggest it locally results from the lateral expulsion of the south-western Alps along the Apulian indenter.

### REFERENCES

- ANGELIER, J. (1979), *Determination of the Mean Principal Directions of Stresses for a Given Fault Population*, Tectonophys. 56, T17–T26.
- ARMJO, R., and CISTERNAS, A. (1978), *Un problème inverse en microtectonique cassante*, Comptes rendus Acad. des Sci. D287, 595–598.
- BERTIL, D., BETHOUX, N., CAMPILLO, M., and MASSINON, B. (1989), *Modeling Crustal Phases in Southeast France for Focal Depth Determination*, Earth Planet. Sci. Lett. 95, 341–358.
- BETHOUX, N., PETIT, F., RÉHAULT, J.-P., MASSINON, B., and MONTAGNIER, J.-P. (1986), *Several Location Methods for Underwater Shots in the Gulf of Genoa (Western Mediterranean): Structural Implications*, Tectonophys. 128, 357–379.
- BETHOUX, N., CATTANEO, M., DELPECH, P.-Y., EVA, C., and RÉHAULT, J.-P. (1988), *Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales: résultats et interprétation*, Comptes rendus Acad. des Sci. 307 sér. 2, 71–77.
- BOSSOLASCO, M., and EVA, C. (1965), *Il terremoto del 19 Luglio 1963 con epicentro nel mar Ligure*, Geofis. e Meteor. 14, 6–18.
- BOSSOLASCO, M., CICCIONI, G., EVA, C., and PASQUALE, V. (1972), *La rete sismica dell'Istituto Geofisico di Genova e primi risultati sulla sismotettonica delle Alpi marittime e occidentali e del Mar Ligure*, Riv. Ita. Geofis. 23, 57–63.
- BOUCHON, M., and AKI, K. (1977), *Discrete Wave-number Representation of Seismic Source Wave Fields*, Bull. Seismol. Soc. Am. 67, 259–277.
- CAMPILLO, M., BOUCHON, M., and MASSINON, B. (1984), *Theoretical Study of the Excitation, Spectral Characteristics and Geometrical Attenuation of Regional Seismic Phases*, Bull. Seismol. Soc. Am. 74, 79–90.
- CAPPONI, G., EVA, C., and MERLANTI, F. (1980), *Il terremoto del 23 Febbraio 1887 in Liguria occidentale*, Atti dell'Acad. Ligure di Sci. e Lett. 37, 1–33.
- CATTANEO, M., EVA, C., and MERLANTI, F. (1985), *Crustal Inhomogeneities in Northwestern Italy as Inferred by Pn Wave Travel Time Residuals*, Tectonophys. 118, 143–158.
- CÉLÉRIER, B. (1988), *How Much Does Slip on a Reactivated Fault Plane Constrain the Stress Tensor?* Tectonics 7, 1257–1278.
- FRÉCHET, J., *Sismicité du Sud-Est de la France, une nouvelle méthode de zonage sismique* (Thèse de 3ème cycle Univ. Grenoble, Grenoble 1978).
- FRÉCHET, J., *Sismogenèse et doublets sismiques* (Thèse d'Etat Univ. Grenoble, Grenoble 1985).
- GUYOTON, F., *Sismicité et structure lithosphérique des Alpes occidentales* (Thèse de Doctorat Univ. Grenoble, Grenoble 1991).
- HOANG-TRONG, P., HAESSLER, H., HOLL, J.-M., and LEGROS, Y. (1987), *L'essaim sismique (Oct. 83–Jan. 84) de la moyenne vallée de la Roya (Alpes-Maritimes): activité récente d'un ancien système de failles conjuguées?* Comptes rendus Acad. des Sci. 304 sér. 2, 419–424.
- LE CANN, C., *Le diapirisme dans le bassin ligure-provençal: relations avec la sédimentation et la tectonique, conséquences géodynamiques* (Thèse de Doctorat Univ. Bret. Occ., Brest 1987).
- LEMOINE, M., DARDEAU, G., DELPECH, P.-Y., DUMONT, T., DE GRACIANSKY, C., GRAHAM, R., JOLIVET, L., ROBERTS, D., and TRICART, P. (1969), *Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales*, Comptes rendus Acad. des Sci. 309 sér. 2, 1711–1716.
- MCKENZIE, D. P. (1969), *The Relation between Fault Plane Solutions for Earthquakes and the Directions of the Principal Stresses*, Bull. Seismol. Soc. Am. 59, 591–601.
- MCKENZIE, D. P. (1970), *Plate Tectonics of the Mediterranean Region*, Nature 226, 239–243.
- MANTOVANI, M., *Alcune considerazioni sismo-tettoniche sul bacino Ligure* (Thesis Univ. Genova, Genova 1983).
- MASSINON, B., *Vue d'ensemble de la sismicité instrumentale en France de 1962 à 1976*, In *Les tremblements de terre en France* (ed. Vogt, J.) (mém. B.R.G.M. 96, Orléans 1979) pp. 193–204.
- PAUTOT, G., LE CANN, C., COUTELLE, A., and MART, Y. (1984), *Morphology and Extension of the Evaporite Structures of the Ligure-Provençal Basin: New Sea-beam Data*, Marine Geol. 55, 387–409.
- PHILIP, H. (1987), *Plio-Quaternary Evolution of the Stress Field in Mediterranean Zones of Subduction and Collision*, Annales Geophysicae 5B, 301–320.



- POUPINET, G., ELLSWORTH, W. L., and FRÉCHET, J. (1984), *Monitoring Velocity Variations in the Crust Using Earthquake Doublets: An Application to the Calaveras Fault, California*, J. Geophys. Res. 89, 5719–5731.
- REASENBERG, P., and OPPENHEIMER, D. (1985), *FPPIT, FPPLLOT and FPPAGE: Fortran Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault-plane Solutions*, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep., 85–739.
- RECO, M., RÉHAULT, J.-P., BELLAICHE, G., GENNESSEAU, M., and ESTEVE, J.-P. (1976), *Unités structurales de la marge continentale sous-marine de Cannes à Menton d'après la sismique réfraction*, Earth and Planet. Sci. Lett. 28, 323–330.
- RÉHAULT, J.-P., *Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale)* (Thèse d'Etat Univ. Paris VI, Paris 1981).
- RÉHAULT, J.-P., and BETHOUX, N. (1984), *Earthquake Relocation in the Ligurian Sea (Western Mediterranean): Geological Interpretation*, Mar. Geol. 55, 429–445.
- RITZ, J.-F., HOANG-TRONG, P., REBAÏ, S., PHILIP, H., and HERQUEL, G. (1990), *Le séisme du 26 décembre 1989 en Méditerranée, au large de la côte d'Azur: tectonique active en compression, perturbation de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale*, Comptes rendus Acad. des Sci. 310 sér. 2, 1505–1512.
- RITZ, J.-F., *Champ de contrainte dans les Alpes du Sud depuis 25 millions d'années. Implications géodynamiques et sismotectoniques* (Thèse de Doctorat Univ. Montpellier, Montpellier 1991).
- VIALON, P., ROCHETTE, P., and MÉNARD, G. *Indentation and rotation in the western Alpine arc*. In *Alpine Tectonics* (eds. Coward, M. P., Dietrich, D., and Park, R. G.) (Geol. Soc. Spec. Publ. 45, London 1989) pp. 326–338.

(Received May 30, 1992, revised/accepted August 26, 1992)

## 5. COULISSAGE DEXTRE EXTENSIF DANS LE DOMAINE INTERNE

[THOUVENOT, F., FRÉCHET, J., VIALON, P., GUYOTON, F. & CATTANEO, M. 1991. Les séismes de Cervières (Hautes-Alpes) des 11 et 13 février 1991 : un coulissage dextre entre zones piémontaise et briançonnaise, *C. r. Acad. Sci., Paris* 312, 1617–1623.]

Tectonique/Tectonics  
(Sismologie/Seismology)

## Les séismes de Cervières (Hautes-Alpes) des 11 et 13 février 1991 : un coulissage dextre entre zones piémontaise et briançonnaise

François THOUVENOT, Julien FRÉCHET, Pierre VIALON, Fabrice GUYOTON  
et Marco CATTANEO

**Résumé** – Trois séismes de magnitude 4,7, 3,6 et 3,8 se sont produits les 11 et 13 février 1991 dans la région de Briançon (Hautes-Alpes) où ils ont été ressentis par la population et ont occasionné de légers dégâts. C'est la première fois, dans les Alpes françaises, que des séismes de cette importance, donc significatifs sur le plan de la tectonique régionale, peuvent être étudiés de façon détaillée, en particulier en ce qui concerne la localisation des hypocentres et les mécanismes au foyer. La zone épicentrale se situe au contact des domaines briançonnais et piémontais, et les mécanismes obtenus peuvent tous trois être interprétés comme un coulissage dextre sur un plan de faille orienté N 143 à N 165. Ils soulignent donc l'importance des mouvements longitudinaux dans le domaine interne des Alpes occidentales, avec une extension est-ouest bien marquée.

## The February 11 and 13, 1991 earthquakes in Cervières, French Alps: a right-lateral strike-slip between the Piedmontese and Briançonnais zones

**Abstract** – Three earthquakes occurred on February 11 and 13, 1991, in the Briançon area (French Alps). They were locally felt and caused slight damage in the epicentral zone. Because of their relatively high magnitudes (4.7, 3.6 and 3.8), these earthquakes are significant from the point of view of regional tectonics. This is the first time such major events can be studied in detail by the new Alpine seismic networks, with precise hypocentral locations and well-constrained focal mechanisms. Epicentres are located at the contact between the Briançonnais and Piedmontese zones, and the focal mechanisms can be interpreted as right-lateral strike-slip on a fault plane trending N 143–N 165. This supports the importance of longitudinal displacements in the inner realm of the western Alps, along with a pronounced EW extension.

**Abridged English Version** – The historical seismicity of the Briançonnais zone (Fig. 1) has long been recognized as one of the highest in the French Alps [1]. Since the beginning of this century, five earthquakes with maximal intensities of VII and beyond have been reported [2], with the 1959 Saint-Paul-sur-Ubaye earthquake reaching intensity VIII. However, in the last three decades, the seismic activity has been very low: since 1977 when a magnitude-4 earthquake occurred in Guillestre, very few events have reached magnitude 3.5. This paper addresses a recent magnitude-4.7 earthquake followed by two strong aftershocks. More than the very-low-magnitude shocks usually recorded [3], such events better reflect the regional stress field and spotlight the present kinematics of the Alpine arc.

The main shock, with magnitude 4.7, occurred near Cervières (7 km ESE of Briançon) on February 11, 1991 at 1,543 UT. It was widely felt in the Briançon area, along the Susa Valley (Piedmont), and as far as Grenoble (90 km in distance). In Cervières and close-by L'Argentière-La Bessée, the maximal intensity reached VI–VII (falls of plaster, cracks in stonework). 2 days later, on February 13, 1991, two aftershocks occurred in the same area: a magnitude 3.6 at 1,254 UT, followed by a magnitude 3.8 at 1,549 UT. Both aftershocks were locally felt with intensity VI.

The three events were recorded at Observatoire de Grenoble by the SISMALP network that monitors the seismicity of the French Alps ([4], [5]). We also used data collected on the Italian side, which here proved essential given the straddling position of the epicentral

Note présentée par Xavier LE PICHON.



zone on the French-Italian border (Fig. 2). Data from networks in Provence and around Nice completed the data set. Using absolute as well as relative hypocentral determinations, epicentres fall within 300 m from each other, 2 km east of Cervières. The focus of the main shock was 7.4 km deep, whereas it was slightly shallower for both aftershocks (6.4 km).

The focal mechanisms are of uneven quality (Fig. 3). Although the main shock provides a well-constrained focal solution, some first motions for both aftershocks are ambiguous, especially in the SE quadrant. However, both aftershocks have a very similar mechanism, different from that of the main shock. This is reinforced by the observation of seismograms (Fig. 4): the waveforms are almost identical for both aftershocks, whereas the main shock shows clear differences at the very beginning of the signal. The three mechanisms exhibit strike-slip, with an EW extensive component more pronounced for both aftershocks than for the main shock (Table).

East of Briançon (Fig. 5), the eastern Briançonnais zone is torn into strips trending N 145°-N 165°. This direction played a major role in the recent tectonics, as shown by some late faulting features that intersect the east "Vergenz" of the Briançonnais backthrusting ([11], [12]). The Cervières earthquakes precisely occurred in this contact zone where the Calcareous Briançonnais meets up with the Piedmontese Schistes Lustrés. In this tectonic setting, the nodal plane striking N 143°-N 165° (Table) very likely corresponds to the fault plane. The resulting right-lateral strike-slip is significant from the kinematical viewpoint. It has long been postulated ([13], [9], [14]) that important longitudinal displacements, combining translations and rotations, have arisen in the inner realm of the Alps since the Mid-Cainozoic. The right-lateral strike-slip here evidenced between the Piedmontese and Briançonnais zones strengthens these assumptions.

**INTRODUCTION.** — Dans les Alpes françaises, le Briançonnais est l'une des zones sismiques les plus actives (fig. 1). Elle a du moins été reconnue comme telle il y a 50 ans sur la base de la sismicité historique [1]. Depuis le début du siècle, cinq séismes y ont en effet été ressentis avec une intensité maximale supérieure ou égale à VII [2] : le 12 juillet 1904, au voisinage immédiat de Briançon; les 19 mars 1935, 15 février et 18 juillet 1938 dans l'Embrunais et le Queyras; et le 5 avril 1959 à Saint-Paul-sur-Ubaye (intensité VIII). D'un point de vue instrumental, cette activité est cependant difficile à cerner : depuis 1950, quatre secousses seulement ont atteint ou dépassé la magnitude 4. Le séisme de Saint-Paul-sur-Ubaye en 1959 est le seul à avoir dépassé la magnitude 5; depuis le séisme de Guillestre du 3 juillet 1977 (magnitude 4,0), le Briançonnais n'est affecté que par des secousses épisodiques de magnitude modérée, presque toutes inférieures à 3,5. Dans un tel contexte, il est exceptionnel de pouvoir étudier, comme c'est le cas ici, un séisme de magnitude 4,7 accompagné de deux importantes répliques. Plus que les très faibles secousses habituellement observées [3], de tels événements présentent l'intérêt de mieux refléter le champ régional des contraintes. Leur étude contribue nécessairement à une meilleure compréhension de la cinématique de l'arc alpin.

**LES SÉISMES DE CERVIERES.** — Le 11 février 1991 à 15 h 43 mn 42,9 s TU s'est produit près de Cervières (7 km à l'est-sud-est de Briançon) un séisme de magnitude 4,7 (magnitude  $M_L$  déterminée par le Laboratoire de Détection géophysique du C.E.A.). Largement ressenti dans la région de Briançon et, du côté italien, dans la quasi-totalité du Val de Suse, il a provoqué quelques dégâts légers (chutes de plâtres, lézardes dans les maçonneries) à Cervières et l'Argentière-La Bessée (intensité VI-VII); il a également déclenché deux

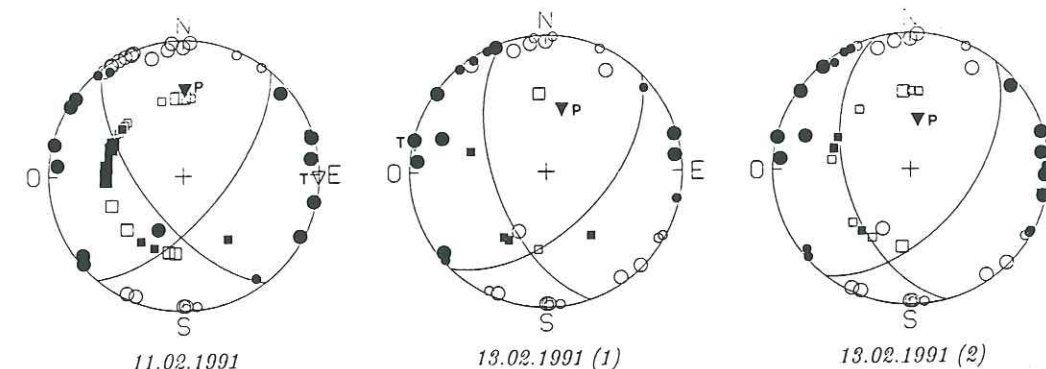


Fig. 3. — Mécanismes au foyer (hémisphère inférieure, projection de Schmidt). Plein : compression; vide : dilatation; rond : onde directe; carré : onde réfractée; symbole réduit : lecture moins sûre.

Fig. 3. — Focal mechanisms (lower hemisphere, Schmidt projection). Full: compression; open: dilatation; circle: direct wave; square: refracted wave; small-size symbol: less reliable reading.

avalanches aux environs immédiats de Cervières, sur les pentes du Lasseron; il a été ressenti jusqu'à Grenoble, à 90 km de distance. Par sa magnitude, c'est le plus important séisme qui se soit produit dans les Alpes françaises depuis le séisme de Faverges (Savoie), le 2 décembre 1980 (magnitude 4,7). Il est relativement fréquent, dans les Alpes françaises, qu'un séisme de magnitude supérieure à 4 soit suivi, à plus ou moins long terme (quelques minutes à 1 semaine), par une réplique de magnitude supérieure à 3,5. On ne pouvait par conséquent être surpris par la secousse du 13 février à 12 h 54 mn 42,3 s TU, de magnitude 3,6. Plus inattendue, le même jour, fut celle de 15 h 49 mn 39,0 s TU, de magnitude 3,8. Les deux répliques ont été toutes deux largement ressenties localement (intensité VI).

**LOCALISATION DES HYPOCENTRES.** — Le réseau SISMALP de l'Observatoire de Grenoble comporte actuellement 25 stations sismologiques (fig. 2). Réparties sur l'ensemble des Alpes françaises et reliées par le réseau téléphonique commuté à l'Observatoire de Grenoble ([4], [5]), ces stations ont correctement enregistré les trois secousses. Cependant, la zone épicentrale étant située en bordure du réseau, il s'est avéré essentiel d'adjoindre aux informations recueillies par SISMALP celles du réseau de l'Institut Géophysique et Géodésique de Gênes, qui contrôle la sismicité piémontaise et ligure, ainsi que celles des réseaux de Nice et de Provence, gérés par l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg. On a pu rapidement disposer d'un ensemble de données numériques homogènes et de qualité, complété par les temps d'arrivée fournis par le Laboratoire de Détection géophysique du C.E.A. Les hypocentres ont d'abord été localisés en utilisant un modèle de vitesse unidimensionnel (programme HYPO 71 [6], modifié). On a ensuite utilisé des localisations relatives pour repositionner les différentes secousses les unes par rapport aux autres. Dans un cas comme dans l'autre, les épicentres calculés sont situés à moins de 300 m les uns des autres, ce qui est du même ordre de grandeur que l'incertitude horizontale. Seule la profondeur du choc principal (7,4 km) est sensiblement différente de celle des répliques (toutes deux à 6,4 km). Comme l'incertitude verticale est estimée à 700 m, cette différence de profondeur semble significative. La zone épicentrale est située à 2 km à l'est de Cervières (coordonnées épicentrales : 44°52,1' de latitude nord et 6°45,0' de longitude est).

**MÉCANISMES AU FOYER.** — Les mécanismes au foyer des trois séismes sont de qualité inégale (fig. 3). Si le choc principal fournit une solution focale bien contrainte, les sens



TABLEAU

Azimuths et pendages : des axes P et T; des plans nodaux F1 et F2.  
 Azimuths and dips: P and T axes; nodal planes F1 and F2.

Date	Heure	P	T	F1	F2
11.02.1991	15:43	1/39	92/2	40/65	143/63
13.02.1991	12:54	14/52	282/2	45/55	160/58
13.02.1991	15:49	8/61	102/3	37/54	165/50

de premier mouvement pour les deux répliques sont parfois ambigus. C'est en particulier le cas dans le quadrant sud-est des sphères focales où quelques stations apparaissent anormalement en dilatation alors qu'elles étaient en compression pour le choc principal. On peut cependant supposer que les mécanismes des répliques, pratiquement identiques entre eux, sont un peu différents de celui du choc principal. Nous sommes confortés dans cette opinion par l'observation des sismogrammes (fig. 4) : les formes d'onde sont presque identiques pour les deux répliques, alors que le choc principal montre, dans le tout début du signal, une différence tangible. Les trois mécanismes ont été traités avec le programme FPFIT [7], qui présente l'avantage de fournir des solutions objectives en contrôlant l'incertitude sur les deux plans nodaux. On aboutit dans les trois cas à des mécanismes en décrochement, avec une composante d'extension est-ouest, légère pour le choc principal, beaucoup plus marquée pour les deux répliques (tableau). Dans la région, si l'on ne considère que les séismes de magnitude supérieure à 4, les seuls mécanismes au foyer dont on dispose sont ceux du séisme de Saint-Paul-sur-Ubaye en 1959, et du séisme de Guillestre en 1977. On peut considérer le premier comme bien contraint ([8], [9], [10]) : il est pratiquement identique à celui des répliques étudiées ici. Le second, principalement en raison de sa magnitude beaucoup plus faible et du nombre alors restreint de stations dans les Alpes, est plus difficile à interpréter. Il y avait été reconnu une extension pratiquement est-ouest ([8], [9], [10]), mais il faut ici souligner la mauvaise qualité des données.

IMPLICATIONS TECTONIQUES. — A l'est de Briançon (fig. 5), la direction structurale N 145 à N 165 correspond aux limites des différentes écaillles constituant la zone briançonnaise orientale [11]. Cette direction a joué un rôle majeur dans la tectonique récente, comme le montrent les accidents tardifs qui recoupent les plis à vergence est du rétrocharriage briançonnais. Très redressés, ces accidents découpent en lanières les zones de contact entre le Briançonnais calcaire, le Pr pi montais et les Schistes Lustrés piémontais [12]. C'est précisément dans ces limites orientales du Briançonnais que se trouvent localisés les trois séismes de Cervières. Dans ce contexte tectonique, le plan nodal F2 de nos mécanismes au foyer (tableau), d'azimut N 143   N 165, correspond vraisemblablement au plan de faille. (Le plan F1, qui pourrait correspondre aux failles de direction N 40   N 60 connues dans la zone des Schistes Lustrés, paraît moins vraisemblable dans le compartiment tectonique où sont localisés les séismes.) Le fort pendage ouest du plan F2 (50   63 ) s'intègre bien dans les schémas structuraux régionaux [12]. La profondeur des trois séismes (de 6,4 à 7,4 km) indique cependant que les accidents sub-verticaux reconnus en surface gardent un pendage important jusqu'à plusieurs kilomètres de profondeur avant de s'amortir éventuellement. (Un phénomène analogue a été signalé plus au sud, en Haute-Ubaye [3].) Le décrochement dextre qui ressort alors sans ambiguïté des trois mécanismes est important d'un point de vue cinématique. Si l'on a reconnu du coulisage sur la majorité des accidents N 155 de la région, leur rejet dextre plurikilo-

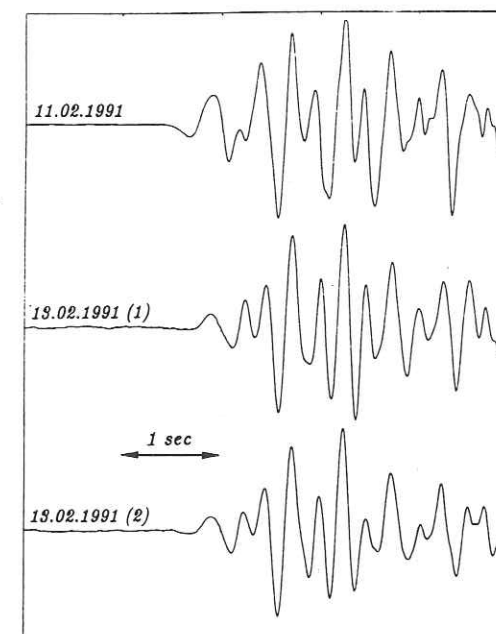


Fig. 4

Fig. 4. — Exemple d'enregistrement des trois séismes à la station OG03 (133 km de distance). Seules les cinq premières secondes sont représentées, avec des amplitudes normalisées. De haut en bas : choc principal, première réplique et seconde réplique.

Fig. 4. — Example of seismograms for the three earthquakes as recorded at station OG03 (133 km in distance). Only first five seconds are displayed, with normalized amplitudes. From top to bottom: main shock, first aftershock, and second aftershock.

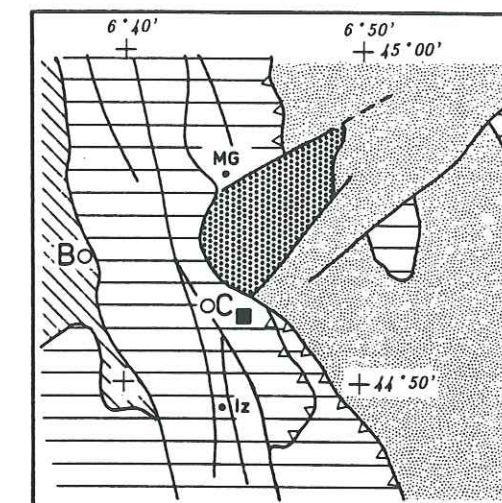


Fig. 5

Fig. 5. — Carte tectonique simplifi e. Carr  plein :  picentres  tudi s. B = Briançon; C = Cervières; Iz = Col d'Izoard; MG = Col du Montgenèvre. Hachures en biais = Houiller briançonnais; hachures horizontales = couverture du Briançonnais calcaire; pointillés = Roches Vertes; gris  = Schistes Lustrés.

Fig. 5. — Simplified tectonic map. Full square: epicentres under study. Slanted hatching = Carboniferous Briançonnais; horizontal hatching = Calcareous Briançonnais cover; dotted = Greenstones; shaded = Schistes Lustrés.

métrique n'était que supposé jusqu'alors [12]. Des idées déjà anciennes ([13], [9], [14]) envisagent d'importants mouvements longitudinaux, combinaisons de translations et de rotations, qui auraient pris naissance dans la partie interne des Alpes depuis le Tertiaire. Le coulisage dextre entre Briançonnais et Piémontais mis en évidence ici semble confirmer ces hypothèses.

CONCLUSIONS. — A environ 7 km de profondeur, le séisme de Cervières du 11 février 1991 présente un mécanisme de coulisage dextre sur un plan de faille orienté N 143 (correspondant à l'orientation locale de la limite Briançonnais-Piémontais). 1 km au-dessus du foyer, deux séismes ont été induits, avec des mécanismes quasi identiques faisant intervenir une composante d'extension est-ouest beaucoup plus marquée que pour le choc principal. La sismicité historique de cette limite orientale du Briançonnais était considérée comme faible, peut-être pour des raisons d'imprécision des localisations antérieures qui situaient les épicentres plus à l'ouest, vers le Chevauchement Pennique Frontal. Les séismes étudiés ici mettent en relief toute l'importance du contact Briançonnais-Piémontais et l'actualité de son coulisage.



Note remise le 11 avril 1991, acceptée le 26 avril 1991.

# RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] J.-P. ROTHÉ, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, 3/3, 1941, p. 1-105.
- [2] J. VOGT éd., *Les tremblements de terre en France*, *Mém. B.R.G.M.*, 96, 1979, 220 p.
- [3] F. GUYOTON, J. FRÉCHET et F. THOUVENOT, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, série II, 1990, p. 985-991.
- [4] F. THOUVENOT, J. FRÉCHET, F. GUYOTON, R. GUIGUET et L. JENATTON, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, Bruxelles, 1, 1990, p. 1-10.
- [5] J. FRÉCHET, F. THOUVENOT, G. POUPINET, F. GUYOTON, J. SARRAULT et A. NEDELLEC, *Bull. seism. Soc. Am.*, 1991 (soumis).
- [6] W. H. K. LEE et J. C. LAHR, *U. S. Geol. Surv. Open-File Report*, 75-311, 1975, 110 p.
- [7] P. A. REASENBERG et D. OPPENHEIMER, *U. S. Geol. Surv. Open-File Report*, 85-739, 1985, 109 p.
- [8] J. FRÉCHET, *Thèse de 3<sup>e</sup> cycle*, Univ. Grenoble, 1978, 159 p.
- [9] G. MÉNARD, *Thèse d'État*, Univ. Grenoble, 1988, 268 p.
- [10] G. MÉNARD et J. FRÉCHET, *Earth and Planet. Sc. Let.*, 1991 (soumis).
- [11] J.-C. BARFÉTY, M. GIDON et C. KERCKHOVE, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 267, série B, 1968, p. 394-397.
- [12] J.-C. BARFÉTY et M. GIDON, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 281, série B, 1975, p. 1677-1680.
- [13] M. GIDON, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, série B, 1974, p. 21-24.
- [14] P. VIALON, P. ROCHETTE et G. MÉNARD, in *Alpine Tectonics*, M. P. COWARD, D. DIETRICH et R. G. PARK éd., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 1989, p. 329-338.

Laboratoire de Géophysique interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble,  
I.R.I.G.M., B. P. n° 53 X, 38041 Grenoble;  
Istituto Geofisico e Geodetico, Università di Genova,  
Viale Benedetto, Gênes, Italie.

## EXPLICATIONS DE LA PLANCHE

Fig. 1. — Sismicité historique de la zone briançonnaise. Étoile montrée d'une flèche : séismes de Cervières. Encadré : cadre de la carte de la figure 5. Les événements auxquels le texte fait référence sont indiqués par leurs dates respectives.

Fig. 1. — Historical seismicity of the Briançonnais zone. Star shown by arrow: Cervières earthquakes. Box: emplacement of map in Figure 5. Events referred to in text show their respective dates.

Fig. 2. — Stations sismologiques dont les données numériques ont été utilisées dans cette étude. Cercle plein : station SISMALP; cercle vide : autre station.

Fig. 2. — Seismic stations that provided digital data used in this study. Full symbol: SISMALP station; open symbol: other station.

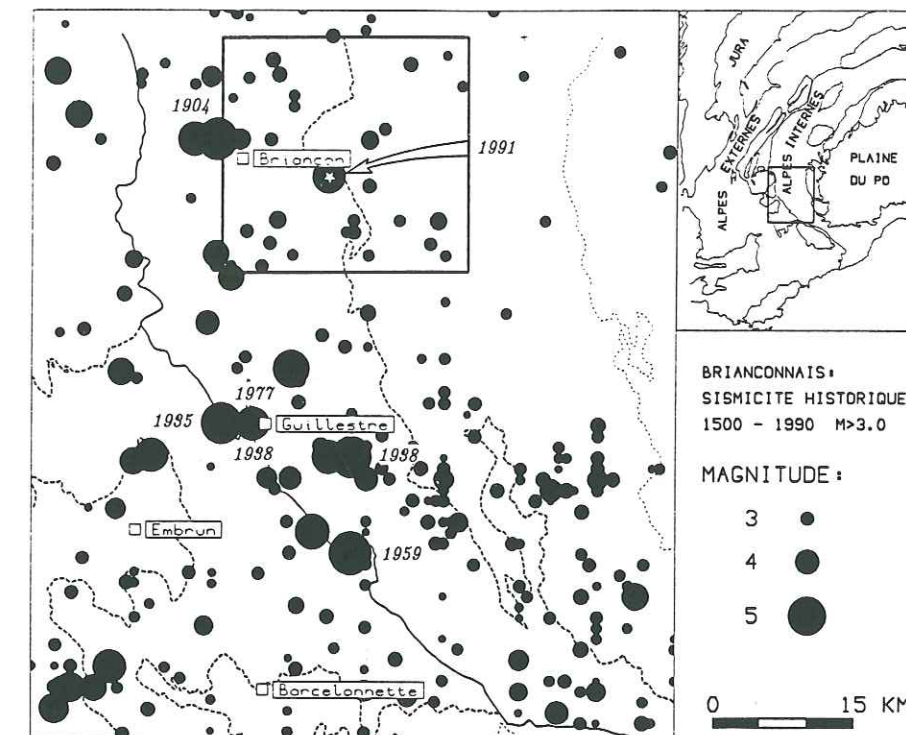


Fig. 1

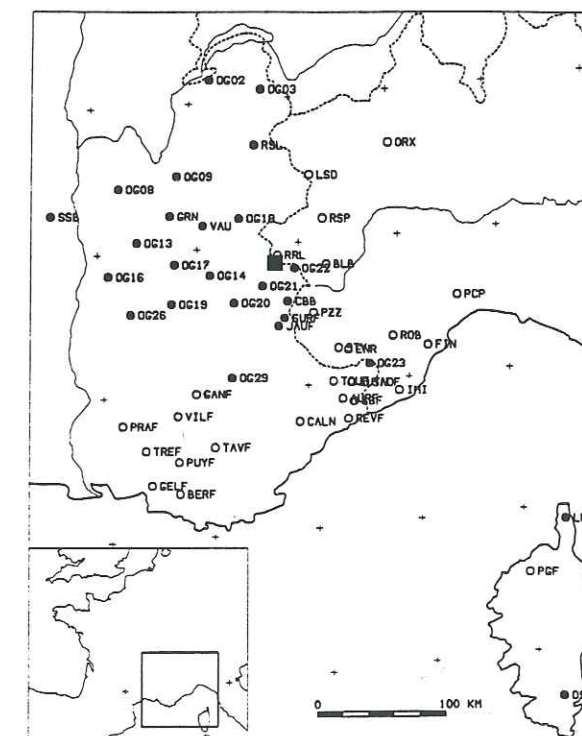


Fig. 2



## 6. COULISSAGE DEXTRE COMPRESSIF DANS LE DOMAINE EXTERNE

[FRÉCHET, J., THOUVENOT, F., JENATTON, L., HOANG-TRONG, P. & FROGNEUX, M. 1996. Le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie) du 14 décembre 1994 : un coulissage dextre dans le socle subalpin, *C. r. Acad. Sci., Paris*, sous presse.]

(Soumis aux CRAS, mai 1995.)

## TECTONIQUE/GÉOPHYSIQUE INTERNE

Le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie)

du 14 décembre 1994:

un coulissage dextre dans le socle subalpin

Julien Fréchet, François Thouvenot, Liliane Jenatton,

Pho Hoang-Trong et Michel Frogneux

J. F., F. T. et L. J. : LGIT, Observatoire de Grenoble, BP 53, 38041 GRENOBLE CEDEX 9, France

P. H.-T. et M. F. : EOPGS, 5 rue René-Descartes, 67084 STRASBOURG, France

**Résumé :** Le séisme étudié ici est le plus important qui se soit produit dans le Sud-Est de la France dans les 30 dernières années. L'installation d'un réseau mobile pendant les 10 jours qui ont suivi la secousse principale a permis l'étude des répliques, anormalement très peu nombreuses et de très faible magnitude. Le plan de faille retenu est orienté N40° ; il est subvertical, avec un coulissage dextre et une petite composante de chevauchement. Cette faille serait associée aux failles tardi-hercyniennes cévenoles qui hachent le socle subalpin des Cévennes aux Préalpes.

**Abstract :**

**The December 14, 1994 Grand-Bornand (French Alps) earthquake:  
a right-lateral strike-slip in the subalpine basement**

This earthquake is the most significant event in South-East France for the last 30 years. The aftershock activity, recorded by a mobile network during 10 days after



the main shock, was abnormally low. The fault plane is near vertical and strikes N40°, with right-lateral strike-slip and small thrust component. This fault could be one of the Late-Variscan faults that slice the subalpine basement from the Cévennes (south-eastern Massif Central) to the Pre-Alps.

#### Abridged English Version

The seismicity of the western Alps is usually moderate, even if events of very low magnitudes are daily observed. However, felt earthquakes are not uncommon : in the northern French Alps (**fig. 1**), five earthquakes have reached or exceeded intensity VII since the beginning of this century (Rothé, 1941 and 1972 ; Vogt, 1979). The magnitude-5.1 earthquake that occurred close to Le-Grand-Bornand (France) on December 14, 1994 is the highest-magnitude event since the Corrençon earthquake (Isère) which reached magnitude 5.3 on April 25, 1962 ( $I_0 = \text{VIII-IX}$ ). More than the very-low-magnitude shocks usually recorded, such events better reflect the regional stress field and throw light on the present kinematics of the Alpine arc.

The Grand-Bornand earthquake was felt over a wide area in the northern French Alps (**fig. 2**). Intensity VI-VII was reached in the epicentral area (chimney falls, cracked walls, rock slides). It was also felt with intensity IV in Grenoble, 100 km away. Iseismal curves are stretched in a NE-SW direction, with an elongation towards the SW. The instrumental epicentre is located to the NE of the maximum intensity area.

The main shock and a magnitude-2.8 aftershock that occurred 47 minutes later were both recorded by the French, Italian and Swiss seismic networks, which provided good-quality digital signals in more than one hundred stations. This allowed an accurate determination of the epicentre in the Bornes massif,  $2 \pm 0.5$  km NNE of Le-Grand-Bornand (**fig. 3**), and of the focal depths

( $10.4 \pm 1.0$  km for the main shock ;  $8.5 \pm 0.7$  km for the aftershock). Both hypocentres are located in the crystalline basement (**fig. 4**), the depth of which is documented to be 5 km beneath the subalpine chains (Bayer *et al.*, 1987).

We obtain a very reliable focal mechanism for the main shock, with a N101°-trending P axis (**fig. 5**). This is a strike-slip solution, with nodal planes striking N40° and N152° (**table**) ; it also shows a slight thrust component. The few first-motion readings available for the aftershock are consistent with the main-shock mechanism. The E-W orientation of the P axis corroborates results obtained by Fréchet (1977) in the nearby Belledonne massif or by Ménard (1988) and Nicolas *et al.* (1990) for the Faverges earthquake (1980), 30 km to the SW.

A 29-station mobile network monitored the seismic activity for the next 10 days (**fig. 6a**). Aftershocks were exceptionnally few and magnitudes restricted to very low values ( $M_L$  from -0.3 to 0.9). Thirteen of them could be located close to the main-shock hypocentre and in the same depth range (8.2-10.6 km). Most-accurately located aftershock epicentres line up along a NE-SW direction which corresponds to the N40° strike of one of the nodal planes (**fig. 6b**). Right-lateral strike-slip would have taken place along this near-vertical fault plane which is thought to be one of the Late-Variscan faults that slice the subalpine basement from the Cévennes (south-eastern Massif Central) to the Pre-Alps (Vialon, 1974 ; Thouvenot and Perrier, 1981 ; Tapponnier, 1982).

#### INTRODUCTION

Les Alpes occidentales sont caractérisées par une sismicité habituellement modérée qui se traduit quotidiennement par quelques séismes de très faible magnitude. Dans les Alpes internes, cette sismicité s'organise assez nettement le long du chevauchement pennique frontal et en bordure de la plaine du Pô. Les séismes s'y produisent très régulièrement. Par contraste, la sismicité



du domaine externe est très diffuse (**fig. 1**). Les séismes y sont rares, mais, lorsqu'ils surviennent, leurs magnitudes sont souvent supérieures à 2 et ils sont donc fréquemment ressentis. Dans le nord des Alpes françaises, on recense depuis le début du siècle cinq séismes majeurs d'intensité maximale supérieure ou égale à VII (Rothé, 1941 et 1972 ; Vogt, 1979) : le 29 avril 1905 à Chamonix, Haute-Savoie (VIII-IX) ; le 17 avril 1936 à Frangy, Haute-Savoie (VII-VIII) ; le 25 avril 1962 à Corrençon, Isère (VIII-IX) ; le 25 avril 1963 à Monteynard, Isère (VII-VIII) ; et le 19 août 1968 à Abondance, Haute-Savoie (VII-VIII). Le dernier séisme à avoir provoqué de légers dégâts est celui de Faverges (Haute-Savoie), le 2 décembre 1980 ( $I_0$  : VI-VII). Dans un tel contexte, il est exceptionnel de pouvoir étudier, comme c'est le cas ici, un séisme de magnitude 5,1. Plus que les très faibles secousses habituellement observées, un tel événement présente l'intérêt de mieux refléter le champ régional des contraintes.

#### EFFETS ET LOCALISATIONS

Le 14 décembre 1994 à 8 h 55 min 59,3 s UTC s'est produit à proximité du Grand-Bornand (Haute-Savoie) un séisme de magnitude 5,1 (LDG/CEA). Le séisme de Corrençon (1962), de loin le plus destructeur de ces dernières décennies dans le nord des Alpes, avait une magnitude de 5,3. Le séisme du Grand-Bornand est donc le plus important événement qui se soit produit dans le SE de la France dans les 30 dernières années. Le choc principal a été suivi d'une réplique faiblement ressentie dans la zone épacentrale, à 9 h 43 min 15,0 s UTC (magnitude LDG : 2,8).

Le séisme a été largement ressenti en Haute-Savoie et dans les départements limitrophes (Savoie, Ain, Isère), ainsi qu'en Suisse romande (**fig. 2**). L'intensité VI-VII a été atteinte à Entremont, La Clusaz, Villard-sur-Thônes et Thônes : chute de cheminées, de tuiles et d'une croix au sommet d'une église, fissurations de murs intérieurs et extérieurs, éboulement de rochers de volume

métrique ; il a été ressenti IV jusqu'à Grenoble (100 km de distance) et II jusqu'à Lyon (130 km). Les isoséistes sont allongées dans la direction NE-SW, avec une extension plus marquée vers le SW. L'épicentre instrumental se trouve décalé vers le NE de la zone pléistocéiste.

Le séisme a pu être particulièrement bien étudié grâce au réseau dense de 44 stations sismologiques de l'Observatoire de Grenoble (Sismalp), mais aussi grâce aux autres réseaux français, italien et suisse. On dispose au total d'un ensemble de 115 signaux numériques homogènes. En raison de la grande variation latérale des structures, on n'a utilisé, pour les localisations définitives (programme HYPO71 [Lee et Lahr, 1971], modifié), que les données de 33 stations situées à moins de 150 km de l'épicentre. Les épicentres du choc principal et de la réplique de 9 h 43 UTC (réplique principale) sont situés à 900 m l'un de l'autre, avec une incertitude horizontale de 500 m. Les profondeurs – relatives au niveau de la mer – sont de 10,4 km pour le choc principal et de 8,5 km pour la réplique principale, avec une incertitude verticale de 1000 m. La station sismologique de La Clusaz, à 5 km de l'épicentre, permet un bon contrôle de ce paramètre.

La zone focale est située sous le roc de Charmieux, à 2 km au NNW du Grand-Bornand (45°57,5' N et 6°25,5' E), au SW de la klippe des Annes (**fig. 3**), dans la chaîne subalpine des Bornes. A cet endroit, la couverture sédimentaire post-triasique est bien connue (**fig. 4**), car on se trouve très précisément sur le tracé du profil Ecors-Crop Alpes (Bayer *et al.*, 1987). Les deux séismes ont indubitablement leurs foyers dans le socle cristallin, dont le sommet est situé ici vers 5 km de profondeur. En surface un peu plus au nord, une faille majeure orientée N60°-N70° part du plateau des Glières pour former la limite nord de la klippe des Annes. Toujours en surface, la zone épacentrale est caractérisée par un réseau serré de petites failles d'extension kilométrique affectant le roc de Charmieux et orientées selon les deux directions conjuguées N45° et N135°.



## MÉCANISMES AU FOYER

Pour obtenir le mécanisme au foyer du choc principal, on a utilisé les sens de premier mouvement en 109 stations bien réparties en azimut (**fig. 5**). La solution focale est bien contrainte : il s'agit d'un mécanisme en décrochement (plans nodaux orientés  $N40^\circ$  et  $N152^\circ$ ) avec une petite composante de chevauchement. L'axe  $P$  est orienté  $N101^\circ$ . Les quelques sens de déviation disponibles pour la réplique principale sont cohérents avec ce mécanisme (**tableau**).

Dans la région, quelques séismes ont fait l'objet d'étude de mécanismes au foyer (Fréchet, 1977 ; Ménard, 1988 ; Nicolas *et al.*, 1990). Le plus significatif de ces séismes est celui de Faverges en 1980 (magnitude 4,7). Situé à moins de 30 km au SW du séisme du Grand-Bornand, il avait un mécanisme de faille inverse, avec un axe  $P$  orienté, selon les auteurs, entre  $N90^\circ$  et  $N130^\circ$ . Pour deux séismes situés plus à l'E dans le massif de Belledonne, Fréchet (1977) obtenait deux mécanismes de coulissage avec des axes  $P$  orientés  $N90^\circ$ . L'orientation E-W de la contrainte principale semble donc maintenant établie dans cette région des chaînes subalpines. En raison du manque de stations, les mécanismes étudiés antérieurement sont rarement bien contraints, ce qui démontre l'apport décisif d'un réseau sismologique régional pour obtenir, dans le cas du séisme du Grand-Bornand, une solution non ambiguë.

## ÉTUDE DES RÉPLIQUES

Dans les jours qui ont suivi le choc principal, un réseau mobile de 29 stations (**fig. 6a**) a été installé par l'Observatoire de Grenoble et le Réseau national de surveillance sismique (RéNaSS, Strasbourg). Complété par la station sismologique permanente de La Clusaz, le réseau temporaire a fonctionné du 14 au 26 décembre. Contre toute attente, seulement 13 répliques de très faible magnitude (-0,3 à 0,9) ont pu être localisées (**fig. 6b**). Neuf d'entre elles sont

situées entre 8 et 11 km de profondeur, c'est-à-dire dans le socle, dans le même domaine de profondeur que le choc principal et la réplique principale. Les répliques les mieux localisées s'alignent selon une direction NE-SW. L'hypocentre d'une des répliques, à une profondeur de 8,8 km, est cependant éloigné de 3,5 km de cet alignement. Par ailleurs, trois foyers sont beaucoup plus superficiels : ils correspondent probablement à des réajustements dans la couverture sédimentaire et à la limite socle-couverture.

## DISCUSSION ET CONCLUSION

A 10 km de profondeur, le foyer du séisme du Grand-Bornand se trouve clairement dans le socle, à quelques kilomètres en avant du chevauchement basal du massif de Belledonne. La coupe Ecors-Crop Alpes (**fig. 4**) montre qu'à cet endroit le socle subit un important décalage. Bien qu'il convienne d'être prudent — on se trouve là à un raccord de profils et, pour cette raison, ce point n'a jamais été pleinement exploité —, une migration soignée telle que celle présentée à la **fig. 4**, qui prend notamment en compte la topographie, laisse penser qu'il existe un lien entre cette anomalie structurale et le séisme étudié.

La direction  $N150^\circ$  d'un des plans nodaux des mécanismes au foyer correspond à l'orientation de certaines failles de coulissage senestre qui affectent la couverture jurassienne : failles du Vuache, de St-Claude, de Morez. Connues de longue date (Heim, 1919), et bien que leur jeu soit compatible avec celui des mécanismes au foyer, leur existence dans le socle n'est pas attestée. En revanche, les foyers des répliques les mieux localisées s'alignent dans une direction  $N40^\circ$ , qui est celle de l'autre plan nodal. C'est donc ce plan que nous choisissons comme plan de faille. La dissymétrie observée pour les isoséistes, avec un allongement marqué de celles-ci en direction du SW (**fig. 2**), ainsi que le décalage de l'épicentre instrumental (qui correspond au début de la rupture) vers le NW de la zone pléistocéiste suggèrent par ailleurs que la rupture sur le plan de faille s'est



propagée du NE vers le SW. Avec un moment sismique de l'ordre de  $10^{16}$  N.m et une surface de rupture d'environ  $4 \text{ km}^2$ , le déplacement sur la faille peut être estimé à 5–10 cm.

La direction  $N40^\circ$  mise ici en évidence correspond à celle des failles tardi-hercyniennes cévenoles qui, selon des idées déjà anciennes (Vialon, 1974), entaillent le socle des Cévennes aux Préalpes. Ce réseau de failles subverticales affecte peut-être toute la croûte. Bien qu'elles soit absolument indécélables sur les sections de sismique réflexion, cette hypothèse a déjà été envisagée par Tapponnier (1982). Cette même zone décrochante a été reconnue comme une discontinuité majeure pour la structure de la croûte (Thouvenot et Perrier, 1981) ou pour la répartition des contraintes (Delouis *et al.*, 1993).

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BAYER, R., CAZES, M., DAL PIAZ, G.V., DAMOTTE, B., ELTER, G., GOSSO, G., HIRN, A., LANZA, R., LOMBARDO, B., MUGNIER, J.-L., NICOLAS, A., NICOLICH, R., POLINO, R., ROURE, F., SACCHI, R., SCARASCIA, S., TABACCO, I., TAPPONNIER, P., TARDY, M., TAYLOR, M., THOUVENOT, F., TORREILLES, G. & VILLIEN, A. 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 1461-1470.
- DELOUIS, B., HAESSLER, H., CISTERNAS, A., RIVERA, L., 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics*, 221, p. 413-437.
- FRÉCHET, F., 1977. Sismicité du sud-est de la France, et une nouvelle méthode de zonage sismique, *Thèse*, Univ. Grenoble-I, 159 p.
- HEIM, A., 1919. Geologie der Schweiz. I. Molasseland und Juragebirge. Tauchnitz, Leipzig, 704 p.
- LEE, W.H.K. et LAHR, J.C., 1975. HYPO71 (Revised) : A computer program for determining hypocenter magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *U. S. Geol. Surv. Open-File Report*, 75-311, 110 p.
- MÉNARD, G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision - Les Alpes occidentales et centrales, *Thèse d'Etat*, Univ. Grenoble-I, 268 p.
- NICOLAS, M., SANTOIRE, J.-P. et DELPECH, P.-Y., 1990. Intraplate seismicity : new seismotectonic data in western Europe, *Tectonophysics*, 179, p. 27-53.
- REASENBERG, P.A. et OPPENHEIMER D., 1985. FPFIT, FPLOT and FPPAGE : Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions, *U. S. Geol. Surv. Open-File Report*, 85-739, 109 p.



ROTHÉ, J.-P., 1941. La séismicité des Alpes occidentales, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, III/3, p. 26-100.

ROTHÉ, J.-P., 1972. La séismicité de la France de 1961 à 1970, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg*, IX, p. 3-134.

SÉNÉCHAL, G. et THOUVENOT, F., 1992. Geometrical migration of line-drawings : a simplified method applied to ECORS data, in *Continental Lithosphere : Deep Seismic Reflections, Geodynamics Series*, 22, p. 401-407, AGU, Washington DC.

TAPPONNIER, P., 1982. Bassin du Sud-Est – Jura-Alpes : Profil Mâcon–Moutiers, in *Proposition de programme 1982*, Programme ECORS, rapport IFP-INSU, p. 38-43.

THOUVENOT, F. et PERRIER, G., 1981. Seismic evidence of a crustal overthrust in the western Alps, *Pure & Appl. Geophys.*, 119, p. 163-184.

VIALON, P., 1974. Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné - Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin - Conséquences pétrostructurales, *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, p. 663-690.

VOGT, J. éditeur, 1979. Les tremblements de terre en France, *Mém. BRGM*, 96, 220 p.

Date	Heure	P	T	F 1	F 2
14.12.1994	08:56	281/16	173/39	N40/70NW	N152/43NE
14.12.1994	09:43	287/20	167/35	N40/70NW	N160/55NE

**Tableau** Azimuts et pendages (en degrés) : des axes *P* et *T* ; des plans nodaux *F 1* et *F 2*. Solutions focales obtenues par le programme FPFIT (Reasenberg et Oppenheimer, 1985).

Azimuths and dips (degrees): *P* and *T* axes; nodal planes *F 1* and *F 2*. Focal solutions obtained from program FPFIT (Reasenberg and Oppenheimer, 1985).

**Figure 1** Sismicité du nord des Alpes françaises. En noir, séismes historiques de magnitude supérieure ou égale à 4,5 (dans les quatre derniers siècles) ; en blanc, séismes localisés par Sismalp de 1989 à 1994. Encadré : cadre des fig. 3 et 6a.

Seismicity of northern French Alps. Solid circles, historical earthquakes with magnitudes higher than or equal to 4.5 (last four centuries) ; open circles, earthquakes localized by Sismalp from 1989 to 1994. Box : position of figs 3 and 6a.

**Figure 2** Carte macrosismique du choc principal montrant la dissymétrie des isoséistes, étirées en direction du SW. Croix : épigentre instrumental.

Macro seismic map for main shock shows asymmetry of isoseismal curves, stretched towards SW. Cross : instrumental epicentre.

**Figure 3** Carte géologique de la zone épigentrale avec les principales failles. 1 : alluvions récentes ; 2 : glaciaire ; 3 : molasse jurassienne ; 4 : molasse alpine ; 5 : calcaires, marnes et grès paléogènes ; 6 : marnes et calcaires du Crétacé inf. ; 7 : Terres Noires et calcaires jurassiques ; 8 : dolomies et calcaires liasiques et triasiques. Étoile : épigentre du choc principal. Encadré : cadre de la fig. 6b.



Geological map of epicentral area with main faults. 1: recent deposits; 2: glacial till; 3: Jurassic molasse; 4: Alpine molasse; 5: Palaeogene limestones, marls, and sandstones; 6: Lower-Cretaceous marls and limestones; 7: Terres Noires and Jurassic limestones; 8: Liassic and Triassic dolomites and limestones. Star: main-shock epicentre. Box: position of fig. 6b.

**Figure 4** Position du foyer du choc principal (étoile) sur la coupe Ecors-Crop Alpes (d'après Sénéchal et Thouvenot, 1992).

Main-shock focus (star) plotted onto Ecors-Crop Alps seismic section (after Sénéchal and Thouvenot, 1992).

**Figure 5** Mécanismes au foyer du choc principal et de la plus importante réplique (hémisphère inférieur, projection de Schmidt). Plein : compression ; vide : dilatation ; + ou - : compression ou dilatation moins sûre.

Focal mechanisms of main shock and of main aftershock (lower hemisphere, Schmidt projection). Full: compression; open: dilatation; + or -: less reliable compression or dilatation.

**Figure 6** a) Implantation du réseau mobile (triangles) dans la zone épiscopale. Encadré : position de la fig. 6b. b) Carte des répliques sur fond des principales failles connues en surface. Le plan de faille retenu est orienté NE-SW (en gras). Profondeurs des foyers en km par rapport au niveau de la mer. En gras : épicentres les mieux localisés. Étoile : choc principal. A gauche : coupe NW-SE le long de la ligne tiretée AB sur la carte.

a) Position of temporary network (triangles) in epicentral area. Box: position of fig. 6b. b) Map of aftershocks with main documented surface faults. Most-likely fault plane is NE-SW (thick line). Focal depths in km relative to sea level. Thick contour: most-accurate epicentres. Star: main-shock epicentre. Left: NW-SE cross-section along dashed line AB on map.

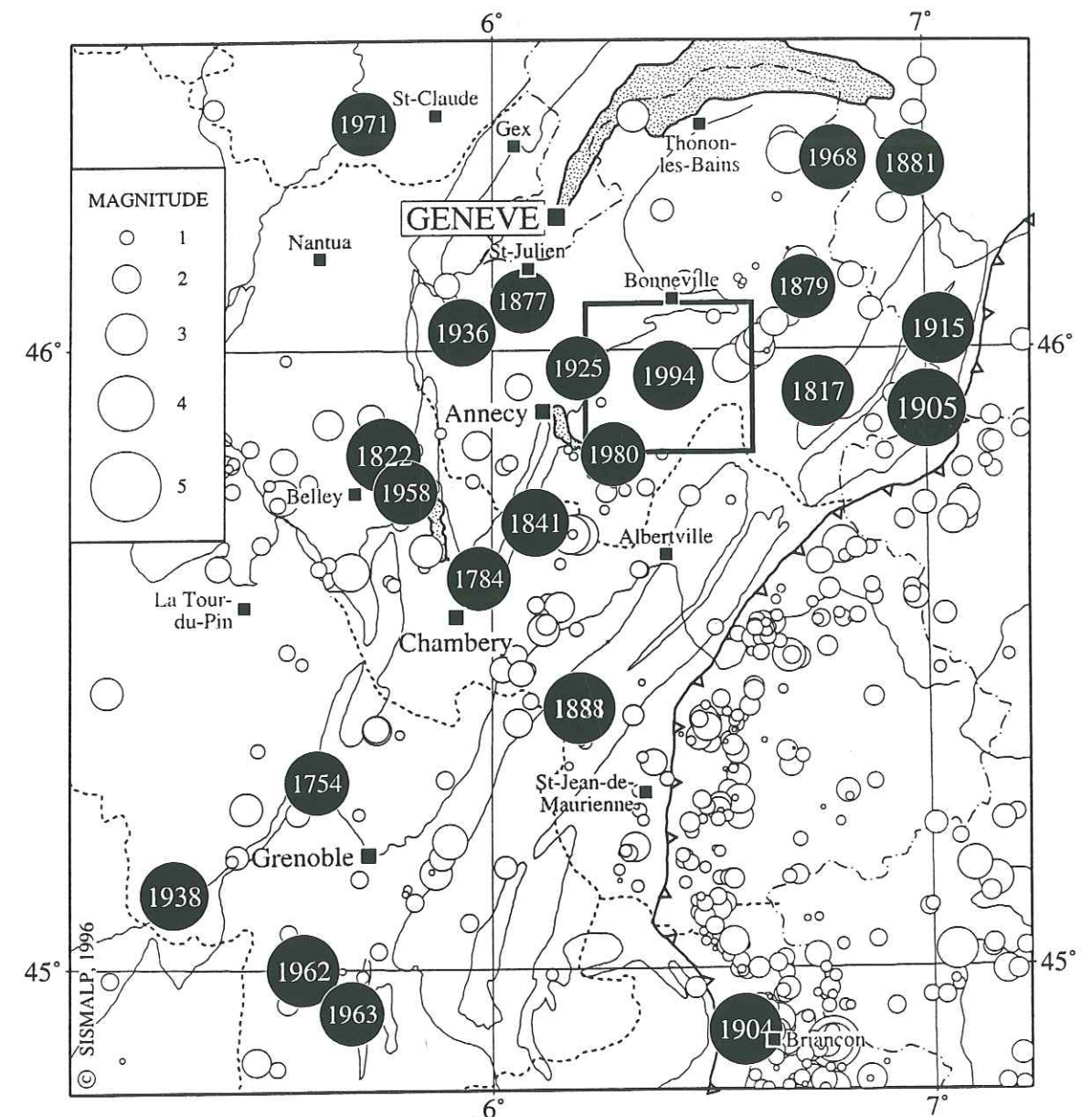


Figure 1



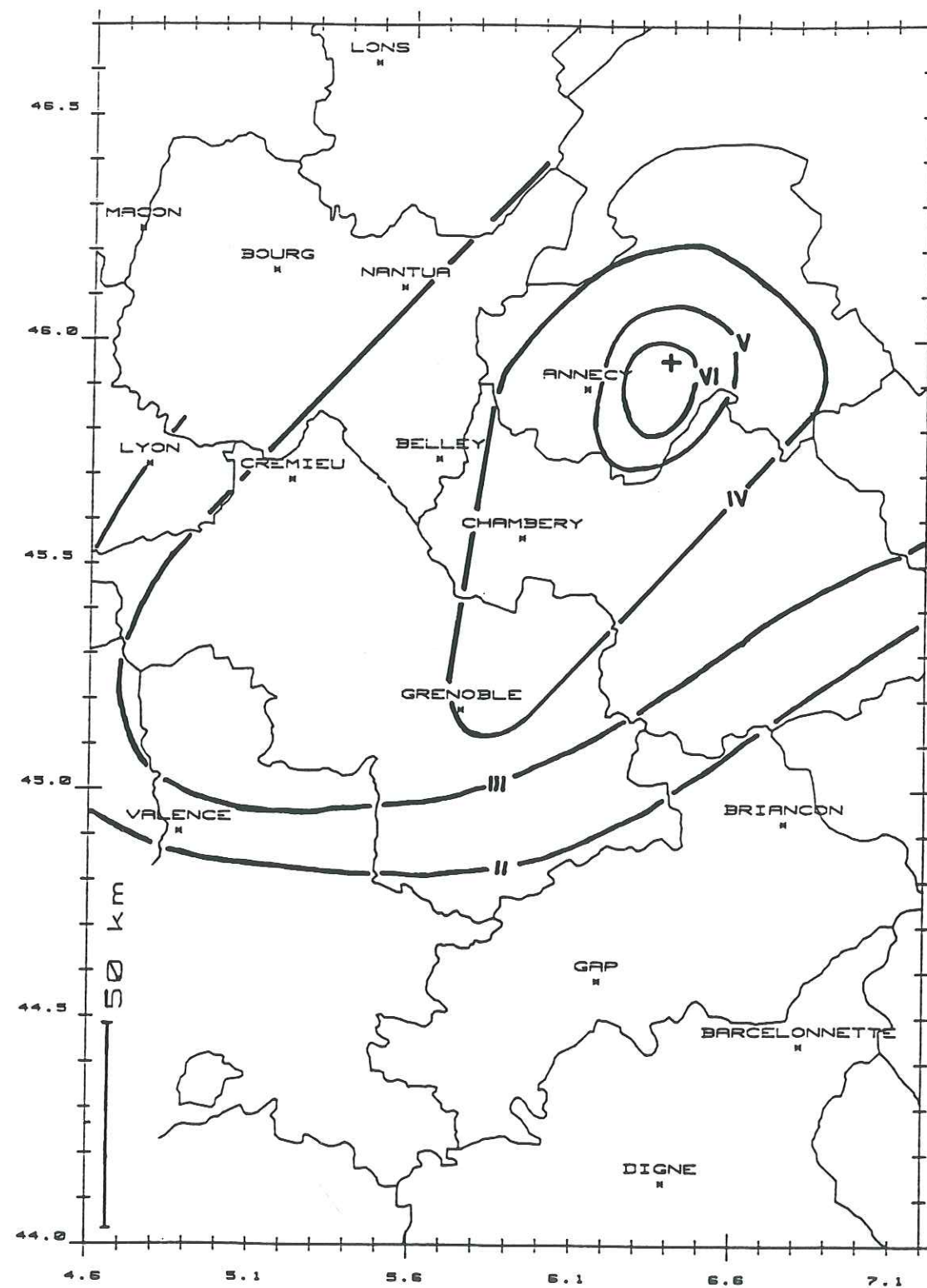


Figure 2

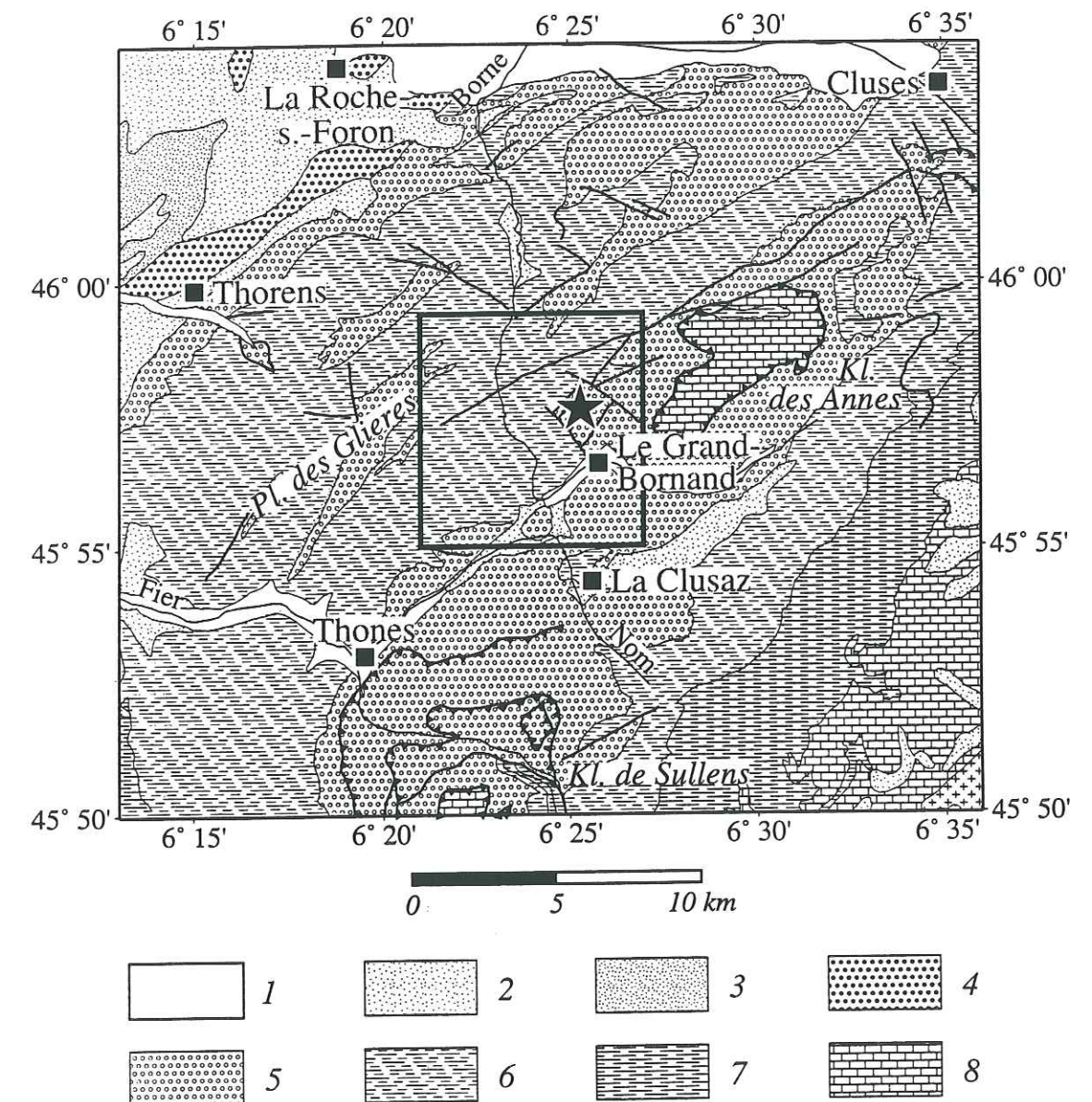


Figure 3



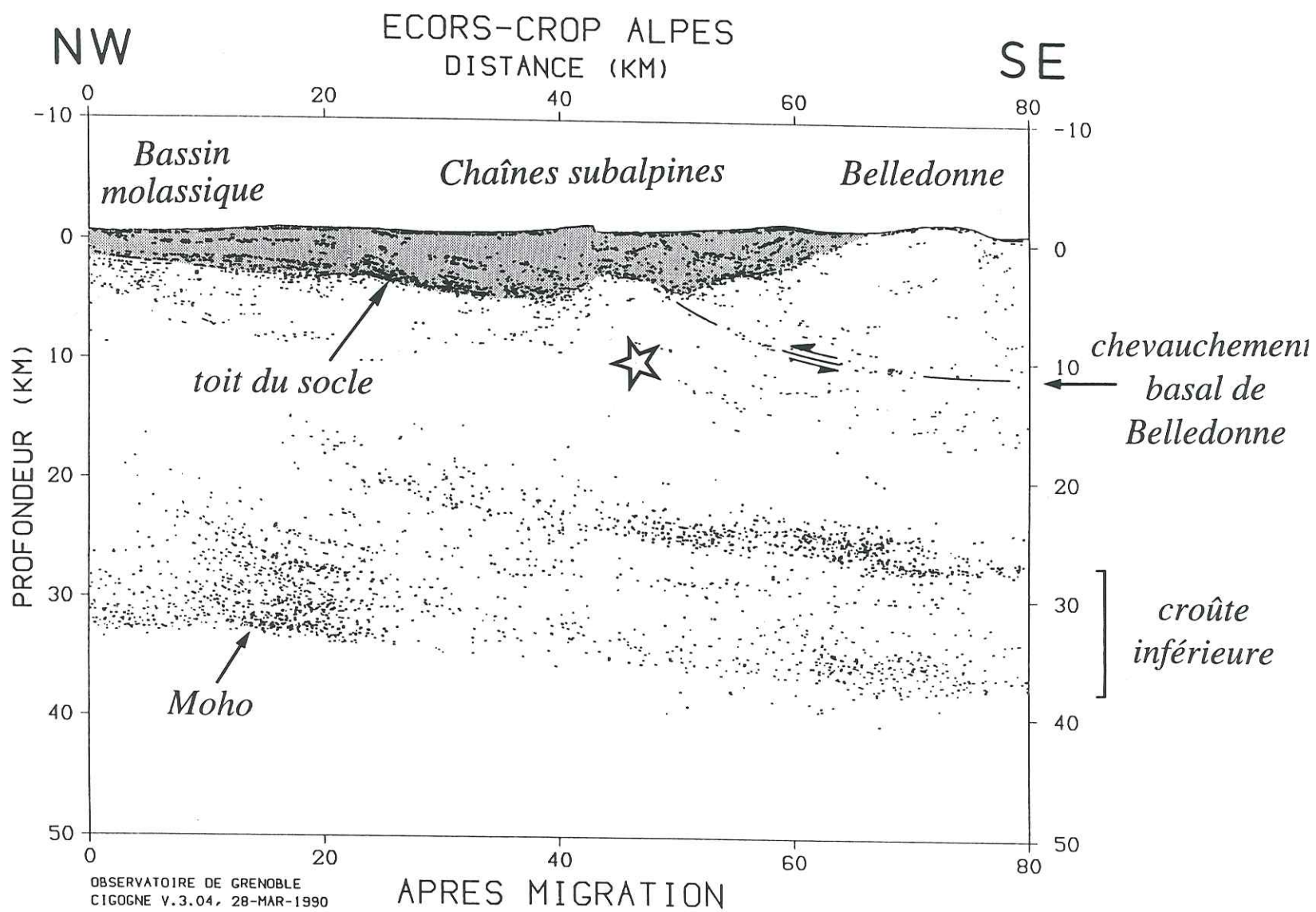


Figure 4

94/12/14 8:55:59.2

94/12/14 9:43:14.9

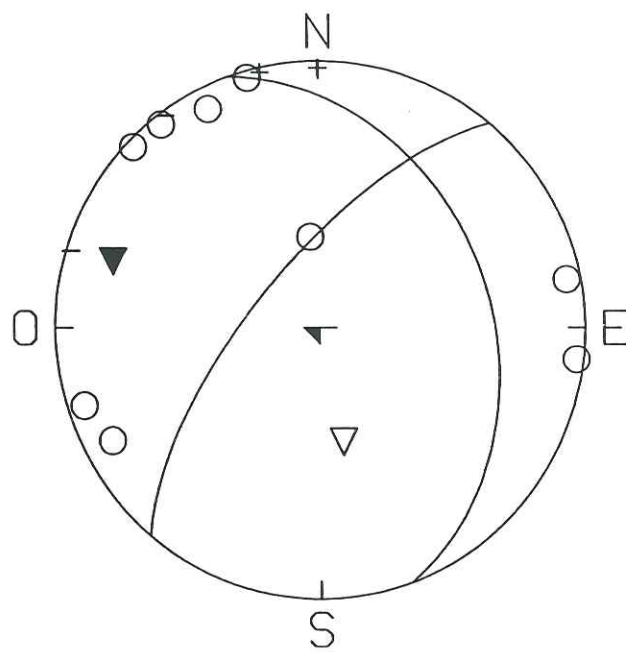
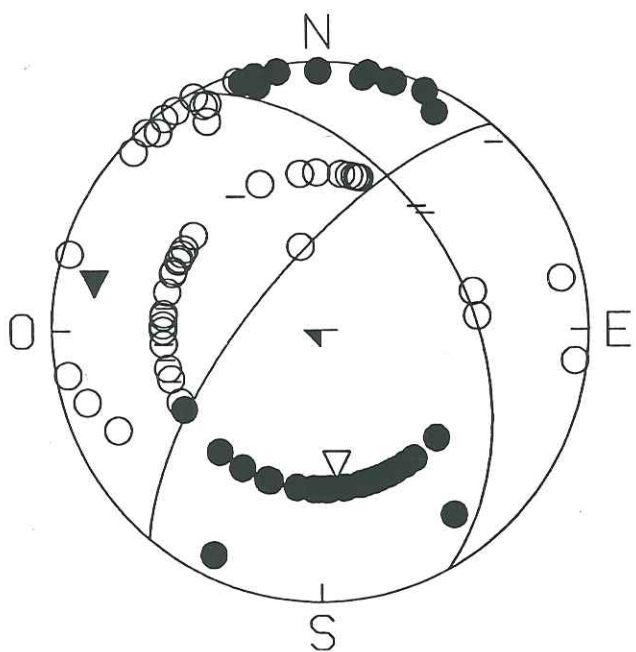


Figure 5



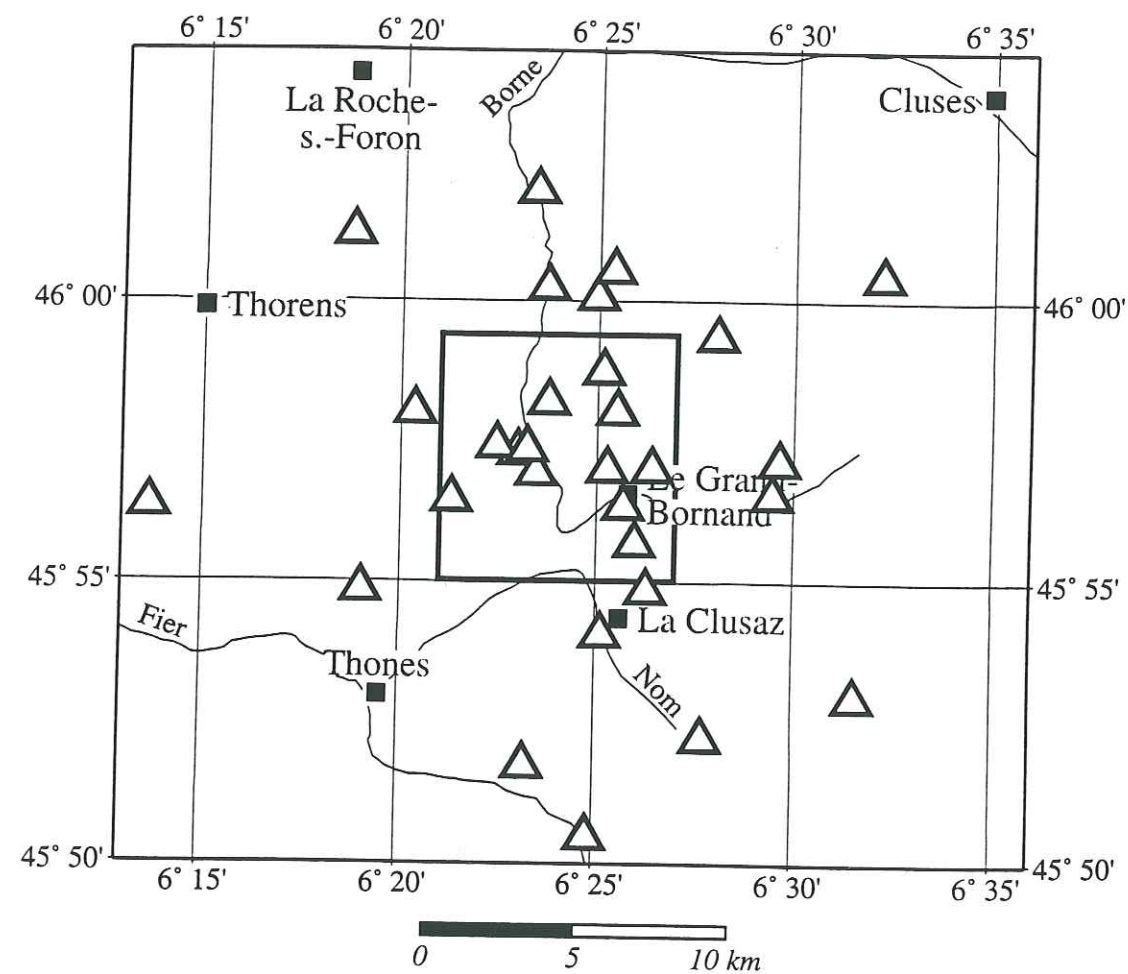


Figure 6a

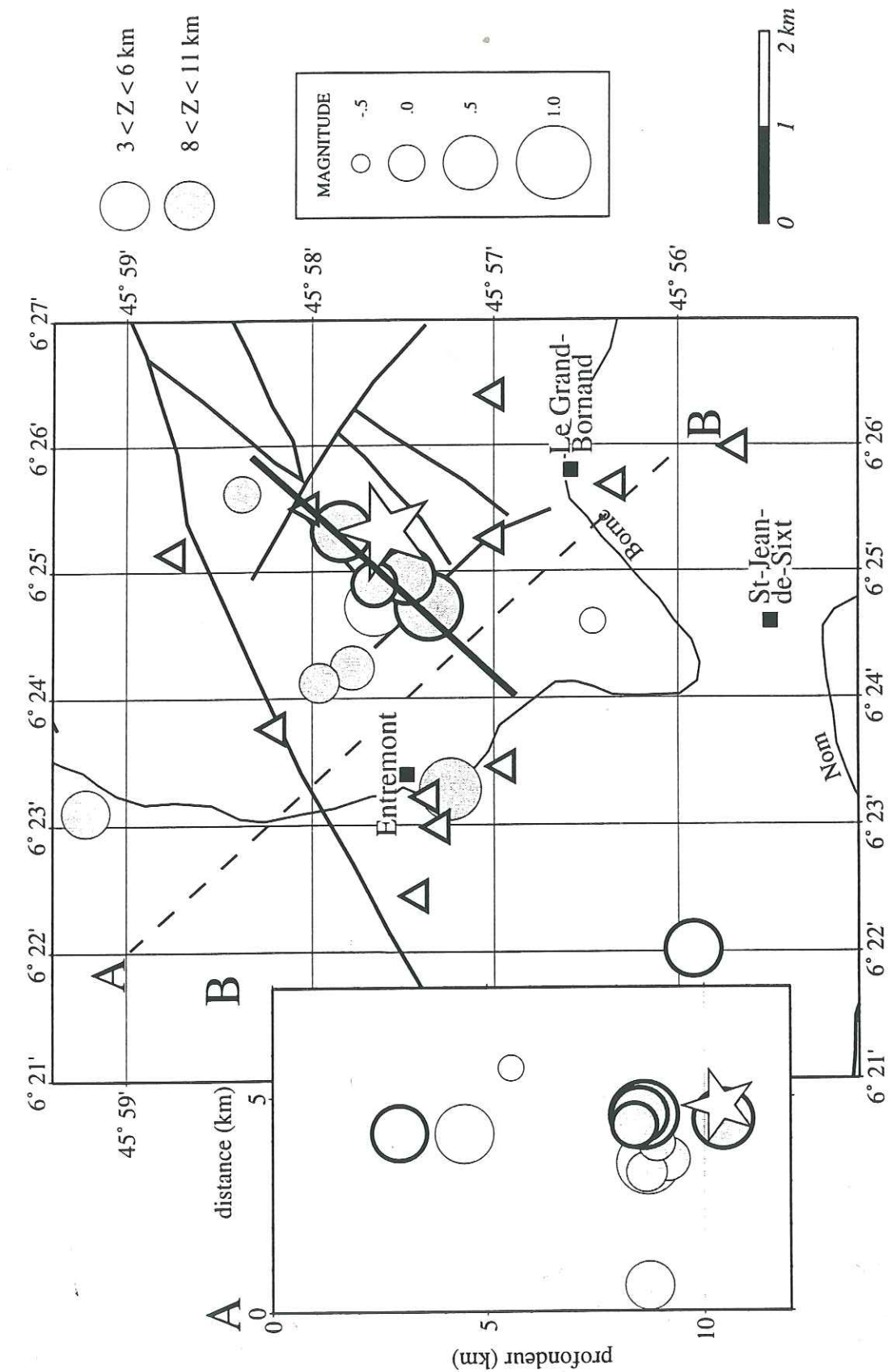


Figure 6b



## 7. SISMICITÉ NATURELLE ET ARTIFICIELLE

**7.1. Localisations de routine.** – Bien que la lithosphère alpine soit difficilement assimilable à un empilement de couches planes, c'est pourtant ce type de modélisation que nous avons utilisé en routine pour la localisation des séismes alpins. Le programme Hypo71 (Lee & Lahr, 1975), l'un des plus standards et robustes, est en effet bien adapté à ce genre de tâche (minimisation au sens des moindres carrés de la différence des temps de trajet observés et calculés). Il ne s'agit là que d'une première étape, car une localisation « définitive » doit faire intervenir un modèle tridimensionnel (cf. section 7.2). La version d'Hypo71 implantée au LGIT (Hypref) a été modifiée par Julien Fréchet et Jean-Paul Glot pour améliorer le programme à plusieurs niveaux : (i) prendre en compte les arrivées secondaires dans la localisation ; (ii) tenir compte des altitudes des stations ; (iii) tenir compte de temps d'arrivée précis au millième de seconde ; (iv) modifier le gabarit de pondération pour accorder beaucoup plus de poids aux stations très proches de l'épicentre.

La table 1.3 donne le modèle de vitesse utilisé pour les localisations avec Hypref. Il s'agit du même modèle que celui utilisé par Fréchet (1978), fondé à l'origine sur des données de sismologie expérimentale. Guyoton (1991), après avoir testé 6 modèles voisins, avait conclu que les résidus quadratiques moyens et les estimations des incertitudes horizontales et verticales étaient effectivement plus faibles avec ce modèle. Sellami *et al.* (1995), en travaillant sur une sélection des séismes les mieux localisés, ont montré de leur côté que ce modèle n'était finalement pas très éloigné du « modèle 1 D minimal », c'est-à-dire celui qui minimiserait de façon absolue les résidus quadratiques moyens.

Couche	Vitesse (km.s <sup>-1</sup> )	Profondeur (km)
1	5.30	0
2	5.95	3
3	6.60	27
4	8.20	35

TABLE 1.3. – Modèle de vitesse utilisé pour les localisations avec Hypref.

Les paramètres utilisés par ailleurs sont les suivants :

- $V_P/V_S = 1,70$ . Guyoton (1991) a montré qu'une valeur de 1,69 serait plus correcte pour le rapport  $V_P/V_S$  dans les Alpes, faisant ainsi apparaître un léger désaccord avec les résultats de sismique grand-angle (chap. 3, ss-chap. 5). Pour le Nord de la Suisse, Deichmann & Rybach (1989) ont calculé une valeur de 1,70.

- gabarit de pondération : poids 4 pour  $\Delta = 0$  ; poids 1 pour  $\Delta = 120$  km ; poids 0 pour  $\Delta = 900$  km ; interpolation linéaire en fonction de la distance épacentrale sur les deux segments qui viennent d'être définis.

Pour les données Sismalp, un poids plein est systématiquement attribué aux temps d'arrivée  $P$  et un poids moitié aux temps d'arrivée  $S$ . La même pondération est appliquée aux temps d'arrivée des autres réseaux (Bureau d'évaluation des risques sismiques pour la sûreté des installations nucléaires [Berssin], IGG, LDG, RéNaSS, SED) lorsque ceux-ci ne sont pas déjà affectés d'une pondération propre. Ces temps d'arrivée – lorsqu'ils

sont disponibles – sont fondus automatiquement aux données Sismalp avant le lancement d'Hypref. Certaines études de cas (par exemple le séisme du Grand-Bornand [cf. ss-chap. 6]) ont montré qu'on avait peut-être tort d'accorder autant de poids aux stations éloignées. En effet, quand un séisme est enregistré par un grand nombre de stations proches, il est peut-être plus judicieux de ne considérer que les stations situées à moins de 150 km de distance pour s'affranchir de toute pollution apportée par des ondes  $P_n$  réfractées dans le manteau à des profondeurs souvent très variables : même affectées d'un poids plus faible (cf. le gabarit de pondération ci-dessus), ces phases perturbent en fait l'estimation de la profondeur focale.

Si le traitement porte sur une année entière, le fichier brut contenant le résultat des localisations est très volumineux (de 2 à 3 Moctets) et donc difficilement exploitable directement. Un programme d'analyse relit ce fichier en y détectant les erreurs et les anomalies (résidu quadratique moyen ou résidus anormalement élevés).

De 1989 à 1995 (1989 correspond à la première année de fonctionnement de Sismalp), 6 954 événements ont été localisés, soit une moyenne de 993 par an (1 298 et 1 268 respectivement pour les années 1994 et 1995 pendant lesquelles le réseau était pleinement opérationnel). Nous verrons à la section 7.3 que seulement la moitié de ces localisations correspond à des séismes naturels. Même réduits de moitié, ces chiffres montrent le gain quantitatif auquel on a pu parvenir, quand on les compare au nombre de localisations au milieu des années quatre-vingt (par exemple 199 localisations en 1985).

**7.2. Localisations 3 D.** – La modélisation en couches planes étant manifestement inadaptée au cas des Alpes, Guyoton (1991) a essayé de tenir compte des fortes hétérogénéités latérales en introduisant un modèle de vitesse 3 D. Généralement, les techniques de localisation 3 D sont fondées sur la résolution du problème inverse couplé hypocentre-modèle de vitesse ; elles nécessitent un grand nombre de données fiables (nombreux séismes, nombreuses stations, bonne répartition spatiale).

Comme les données traitées correspondaient au tout début de l'installation du réseau Sismalp (1989–1990), il aurait été irréaliste de se lancer dans une inversion du modèle de vitesse. En revanche, la localisation 3 D en supposant connu le modèle de vitesse demeurerait possible. Utilisant le programme Rel3D de Roecker (1981), Guyoton (1991) a construit un tel modèle centré sur les Alpes occidentales et comportant environ 15 000 blocs (chaque bloc couvrant une surface d'environ 10x10 km<sup>2</sup> pour une épaisseur de 2,5 à 5 km). Le déplacement moyen des hypocentres localisés en 3 D par rapport aux hypocentres localisés en 1 D s'est avéré être de l'ordre de 3 km (fig. 1.30). Ce déplacement, comme on pouvait s'y attendre, affecte principalement la profondeur focale.

La question du gain de précision apporté par la localisation 3 D a été abordée plus en détail au sous-chapitre 3. Il faut cependant souligner que, même si à l'avenir l'ensemble des séismes alpins devraient être localisés en utilisant un modèle 3 D du Sud-Est, l'accroissement du nombre de stations dans les Alpes depuis l'étude qu'y a menée Guyoton rend cette question moins critique. Seule probablement l'incertitude sur la profondeur focale peut être réduite. La meilleure preuve est apportée par les localisations faites indépendamment sur le PC d'acquisition et de traitement des données Sismalp : un algorithme de localisation et un modèle de vitesse différents fournissent des



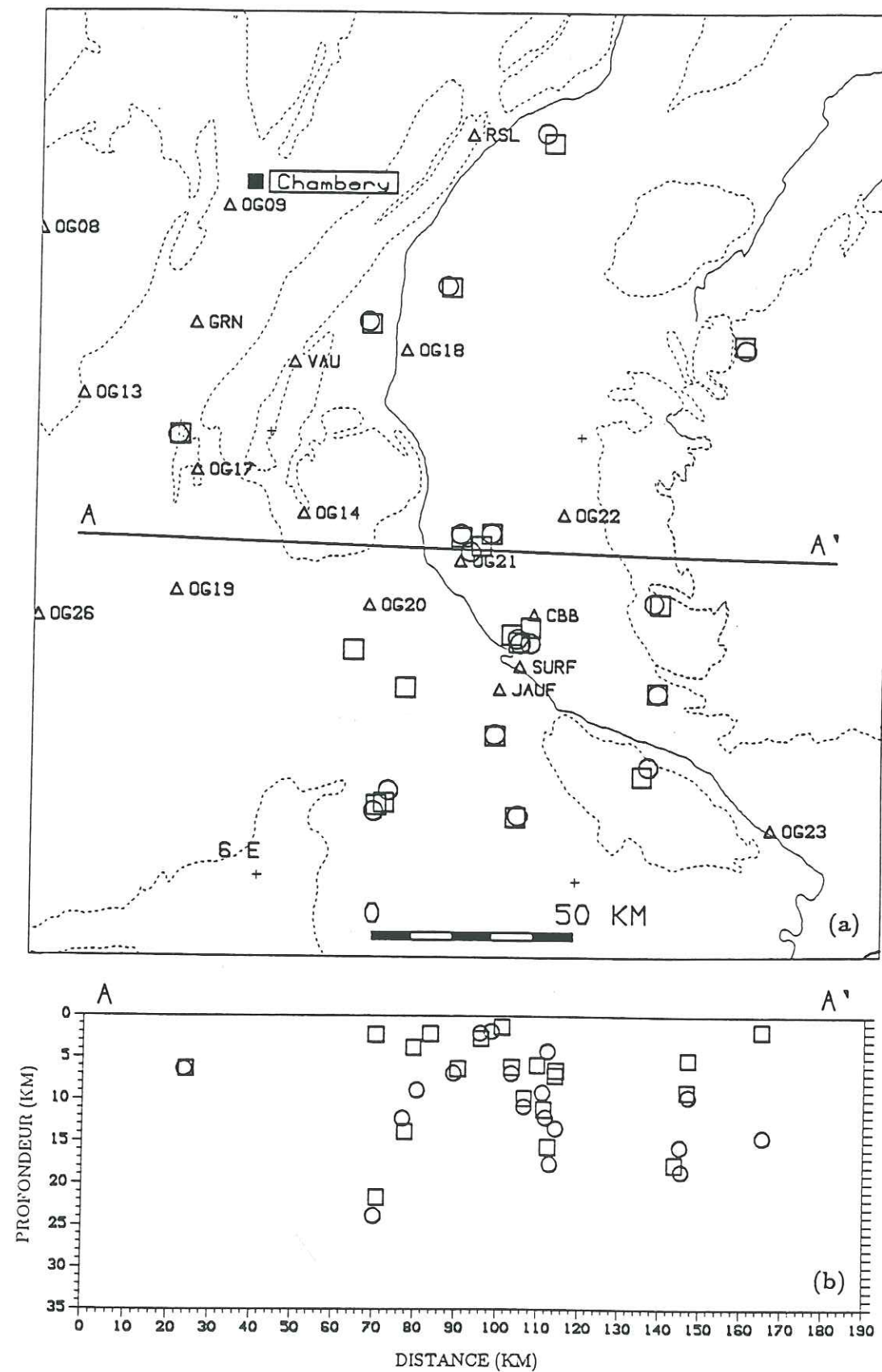


FIG. 1.30. – Comparaison des hypocentres localisés à 1 D (carré) et à 3 D (cercle) pour une sélection de 20 séismes. (a) en carte ; (b) en coupe. D'après GUYOTON, 1991.

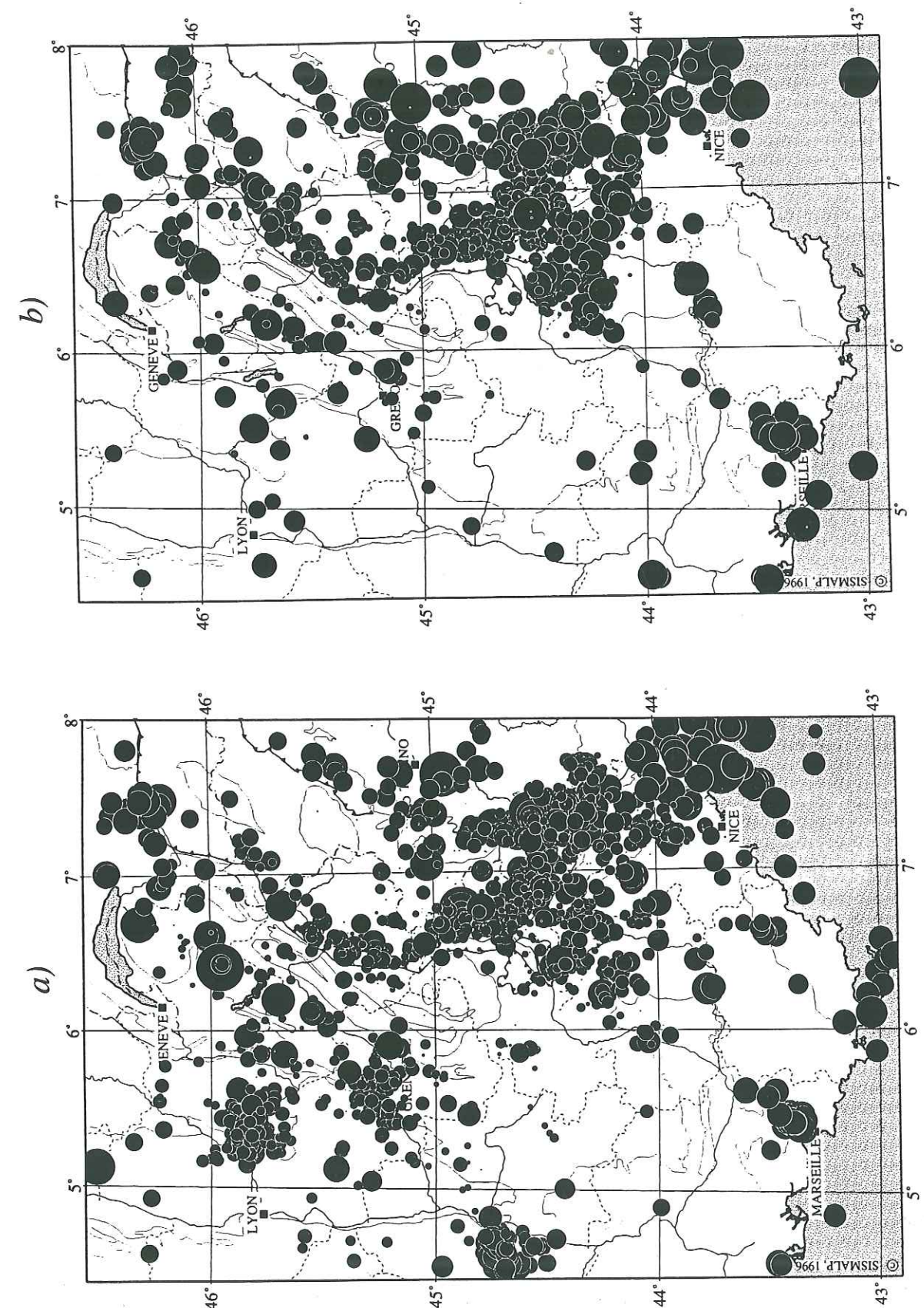


FIG. 1.31. – Localisations 1989–1995 (lacune azimuthale inférieure à 270° et résidu quadratique moyen inférieur à 1 s) : (a) = localisations de jour (08 h 00 – 20 h 00 [heure légale]) ; (b) = localisations de nuit.



coordonnées épicentrales concordant à quelques centaines de mètres près avec celles d'Hypref.

**7.3. Pollution anthropogénique.** — Nous englobons sous ce terme les tirs de carrières et de mines, la sismicité induite par les exploitations minières, ainsi que les tirs en mer — parfois d'origine très mystérieuse... Elle est apparue sur les premières cartes de localisations établies à partir des données Sismalp (Laynaud, 1991), par une simple comparaison des localisations de jour et de nuit (fig. 1.31), qui fait ressortir un certain nombre d'essais anthropogéniques : nord de l'Isère (Bugey), région de Grenoble, rive ardéchoise de la vallée du Rhône, région de Gardanne (au nord de Marseille), îles d'Hyères, région de Draguignan, arrière-pays niçois, bordure de la plaine du Pô, pour ne citer que les principaux.

Nous avons initialement sous-estimé l'importance du problème, qui n'a fait que s'amplifier au fur et à mesure que le réseau Sismalp s'étendait et que nous avons donc la possibilité de détecter des événements de très faible magnitude. Cette sismicité anthropogénique — si l'on fait exception de la sismicité induite de Gardanne qui produit très fréquemment des magnitudes 2 à 2,5 — se caractérise en effet par de faibles magnitudes (de l'ordre de 1,5), à la limite des possibilités non pas de détection mais de localisation. De nombreux événements de la figure 1.31a n'ont été en fait enregistrés que par trois ou quatre stations du réseau, ce qui explique en partie la dispersion observée pour les différents sites énumérés ci-dessus. En outre, les signaux disponibles correspondent assez souvent à des enregistrements d'ondes *S* ; les localisations correspondantes sont — on s'en doute — d'assez mauvaise qualité ! Enfin, la situation de la plupart de ces sites en périphérie du réseau n'est pas faite pour améliorer la précision des localisations.

Le caractère anthropogénique d'une partie de la sismicité enregistrée apparaît aussi très bien sur de simples histogrammes journalier et hebdomadaire (fig. 1.32). L'histogramme journalier, établi en heure légale (donc en tenant compte des heures d'hiver et d'été), fait ressortir le créneau horaire 11 h 00 – 12 h 00 caractéristique des tirs de carrières. Mais c'est sur l'histogramme hebdomadaire que l'on perçoit mieux le problème : l'activité est près de deux fois plus importante en semaine que pendant le week-end, ce qui signifie que la moitié des événements localisés a une origine anthropogénique.

L'étude que nous avons menée sur ce problème a fait l'objet de plusieurs stages de Licence et de Maîtrise de physique et applications (Salesiani, 1992 ; Quezel-Ambrunaz, 1993 ; Chevalier, 1994) et d'un stage de la Maîtrise de géologie (Chasseriau, 1994). En ce qui concerne les tirs, une telle étude peut paraître superflue car l'information est en théorie accessible directement auprès des carriers ou de la Marine nationale. Le grand nombre de carrières dans le Sud-Est et une circulation souvent très partielle ou confidentielle de l'information justifie néanmoins ce travail, d'autant plus qu'il s'avérerait nécessaire dans la région de Gardanne pour y discriminer la sismicité induite de la sismicité naturelle.

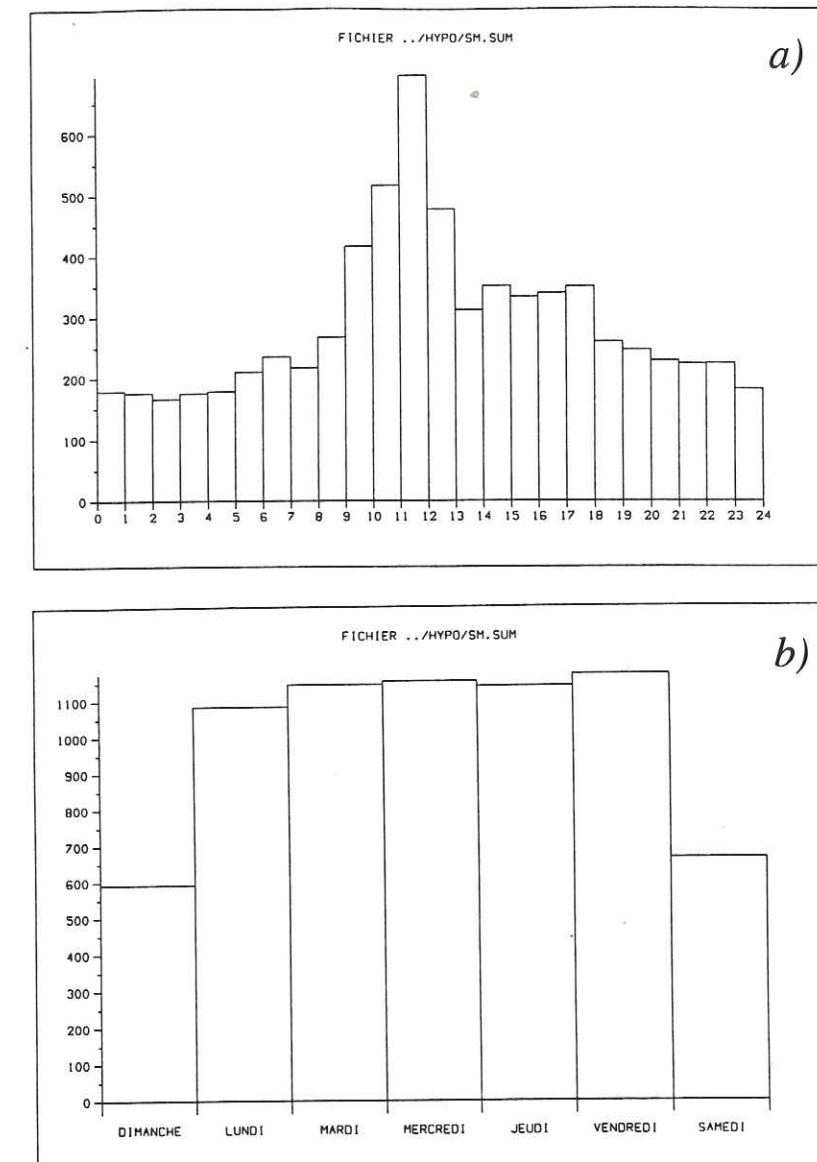


FIG. 1.32. — Histogrammes journalier (a) et hebdomadaire (b) de l'ensemble des événements localisés de 1989 à 1995.

**7.4. Constitution d'une famille anthropogénique.** — Pour chacune des quatre zones géographiques étudiées jusqu'à présent (Bugey, Grenoble, vallée du Rhône, Marseille-Toulon), on répertorie tous les événements qui y sont localisés, puis on constitue une base de données avec les signaux sismiques correspondants. Débute alors une opération assez longue qui consiste à trier ces événements en un certain nombre de familles sur la base de critères d'intercorrélation.

Plus précisément, pour constituer une famille, on prend l'un des événements de la base de données et l'on considère les signaux sismiques correspondants comme des « traces-types » caractérisant la famille. On calcule ensuite, pour chacun des autres événements de la base de données, leur cohérence avec les traces-types (cf. ci-dessous pour le détail du calcul). Si cette cohérence est supérieure à un certain seuil (environ 45 %), on considère que l'événement testé appartient à la famille et l'on



constitue de nouvelles traces-types en effectuant la sommation des traces de l'événement testé avec les anciennes traces-types. On itère ensuite sur les autres événements de la base de données. Il faut cependant prendre garde qu'un événement qui ne présentait qu'une faible cohérence avec les traces-types au début de la constitution de la famille peut, lorsque la famille est mieux constituée, être mieux corrélé aux nouvelles traces-types et éventuellement satisfaire au critère d'appartenance à la famille. Il faut donc, lorsqu'on parvient à la fin de la base de données, se repositionner au début de celle-ci et tester à nouveau les événements ne faisant pas encore partie de la famille. L'algorithme ci-dessous détaille ces opérations.

### lexique

- ÉvénementDépart** : traces sismiques enregistrées pour un événement donné (pour lequel on cherche à constituer une famille)
- TracesTypes** : traces sismiques caractérisant la famille
- FamilleComplète** : variable logique ayant la valeur *vrai* si la famille est complètement constituée
- événement** : traces sismiques enregistrées pour un événement quelconque de la base de données
- station** : station commune à *événement* et à *TracesTypes*
- trace** : trace sismique de *événement* enregistrée par une station donnée
- TraceType** : trace sismique de *TracesTypes* enregistrée par une station donnée
- intercorrrelation** : intercorrrelation de *trace* et de *TraceType*
- PositionPic** : position du maximum de *intercorrrelation*
- TraceDécalée** : trace décalée de la quantité *PositionPic*
- cohérence** : cohérence de *TraceDécalée* avec *TraceType*
- NbÉchantillons** : nombre d'échantillons constituant *trace*
- NbCohérences** : nombre de cohérences calculées pour un événement donné
- CohérenceMoyenne** : cohérence moyenne de *événement* avec *TracesTypes*
- SeuilCohérenceMaxi** : seuil de cohérence pour qu'un événement fasse partie de la famille lorsque *NbCohérences* est égal à 1
- SeuilCohérenceMini** : seuil de cohérence minimal pour qu'un événement fasse partie de la famille lorsque *NbCohérences* est différent de 1

### algorithme de constitution d'une famille

**début**

lire *ÉvénementDépart*

filtrer *ÉvénementDépart* entre 1 et 16 Hz

écrire *ÉvénementDépart* dans *TracesTypes*

**répéter**

*FamilleComplète* ← *vrai*

se positionner au début de la base de données

**répéter**

si *événement* n'appartient pas à la famille **alors**

**début**

lire *événement*

filtrer *événement* entre 1 et 16 Hz

*CohérenceMoyenne* ← 0

*NbCohérences* ← 0

### pour chaque station faire

#### début

calculer *intercorrrelation*

calculer *PositionPic*

*cohérence* ← 0

si  $\text{abs}(\text{PositionPic}) \leq \text{NbÉchantillons} / 4$  **alors**

#### début

calculer *TraceDécalée*

calculer *cohérence*

*CohérenceMoyenne* ← *CohérenceMoyenne* + *cohérence*

*NbCohérences* ← *NbCohérences* + 1

#### fin

#### fin

si *NbCohérences* > 0 **alors**

#### début

*CohérenceMoyenne* ← *CohérenceMoyenne* \* 100 / *NbCohérences*

si *CohérenceMoyenne* ≥ max(*SeuilCohérenceMini*,  
*SeuilCohérenceMaxi* - *NbCohérences* + 1) **alors**

#### début

ajouter *événement* à la famille

*FamilleComplète* ← *faux*

**pour chaque station faire**

si *cohérence* > 0 **alors**

ajouter *TraceDécalée* à *TraceType* en pondérant de la cohérence

#### fin

#### fin

#### fin

**jusqu'à la fin de la base de données**

**jusqu'à FamilleComplète**

#### fin

La cohérence entre deux signaux  $x_1$  et  $x_2$  est calculée, entre 1 et 16 Hz, à partir des deux transformées de Fourier  $X_1$  et  $X_2$  (cf. par exemple Fréchet, 1985) :

$$C^2 = \frac{\left[ \sum_{i=1}^{i_2} \text{Re}(X_{1i}) \cdot \text{Re}(X_{2i}) + \text{Im}(X_{1i}) \cdot \text{Im}(X_{2i}) \right]^2 + \left[ \sum_{i=1}^{i_2} \text{Im}(X_{1i}) \cdot \text{Re}(X_{2i}) - \text{Re}(X_{1i}) \cdot \text{Im}(X_{2i}) \right]^2}{\sum_{i=1}^{i_2} \text{Re}(X_{1i})^2 + \text{Im}(X_{1i})^2 \cdot \sum_{i=1}^{i_2} \text{Re}(X_{2i})^2 + \text{Im}(X_{2i})^2}$$

où  $i_1$  et  $i_2$  désignent les indices de la transformée de Fourier correspondant respectivement aux fréquences de 1 et 16 Hz. Aucune fonction de lissage n'a été appliquée, contrairement à ce qu'avait fait Fréchet (1985). Ce point mériterait peut-être d'être repris de façon plus approfondie.

La figure 1.33 montre, pour la carrière de Cruas (Ardèche), la plus active de la vallée du Rhône (35 tirs répertoriés de 1989 à 1992 avec des magnitudes comprises entre 1,5 et 2), le début de la constitution de la trace-type de la station SSB (Loire). Le signal enregistré à SSB pour l'événement 89012515 est la trace-type de départ. On teste ensuite



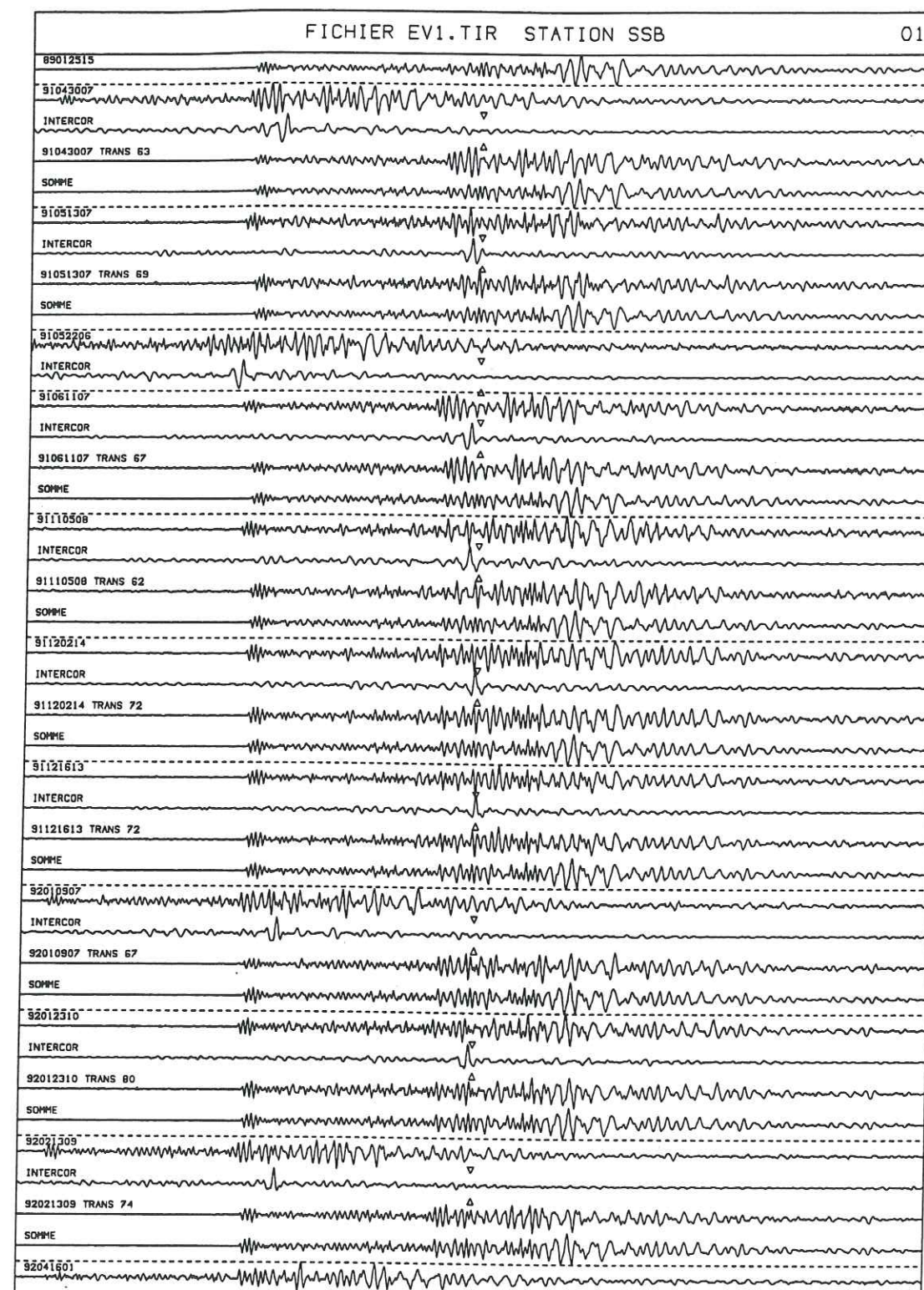


FIG. 1.33. — Exemple de début de la constitution de la trace-type de la station SSB (Loire) pour la carrière de Cruas (Ardèche). La longueur de chaque signal est égale à 40,95 s. Le zéro du signal d'intercorrélation est indiqué par deux petits triangles. AAMMJNN désigne l'enregistrement à SSB du NN-ième événement, le JJ-ième jour du MM-ième mois de l'an AA. SOMME désigne la trace-type courante. INTERCOR est l'intercorrélation de SOMME avec AAMMJNN. AAMMJNN TRANS XX % est le signal AAMMJNN translaté (en fonction de la position du pic d'intercorrélation), avec indication de la cohérence.

le signal enregistré à SSB pour l'événement 91043007. Le calcul de l'intercorrélation entre les deux signaux (INTERCOR) fournit un pic d'intercorrélation situé à gauche du zéro (matérialisé ici par deux petits triangles). On se sert de cette position du pic pour décaler de la même quantité — vers la droite — le signal 91043007 (qui avait en fait provoqué un déclenchement sur les ondes S). Le signal translaté (91043007 TRANS) a une cohérence de 63 % avec le signal 89012515. On utilise ce poids de 0,63 pour pondérer le signal 91043007 TRANS dans la sommation (SOMME) qui est faite avec le signal 89012515. SOMME devient la nouvelle trace-type. On effectue le même traitement avec le signal 91051307. Le traitement du signal suivant (91052206) avorte dès le calcul de l'intercorrélation car le pic d'intercorrélation est situé trop à gauche. (Comme on ne dispose pas du tout début du signal, la sommation ne présenterait pas d'intérêt.)

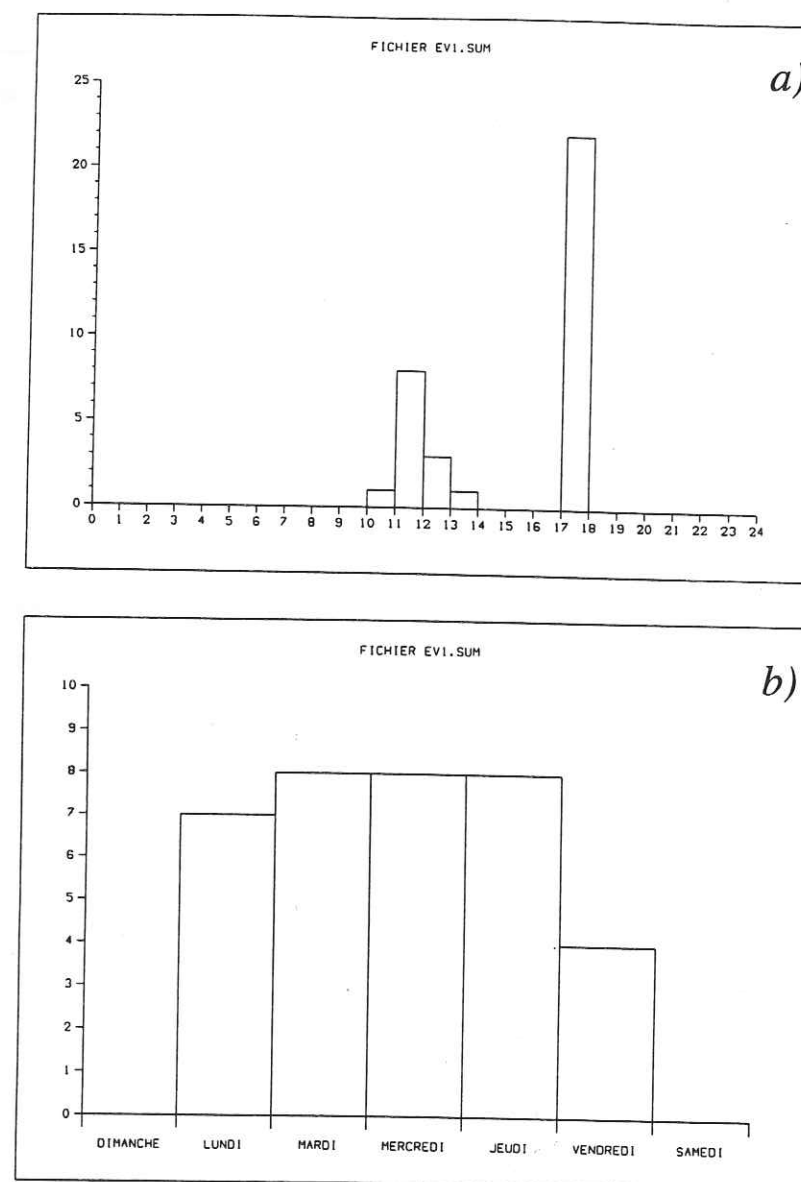


FIG. 1.34. — Histogrammes journalier (a) et hebdomadaire (b) pour la carrière de Cruas (Ardèche).



On peut aussi vérifier, sur la figure 1.33, qu'une cohérence proche de 100 % correspond à un pic de corrélation bien marqué, tandis qu'une cohérence faible correspond à un signal de corrélation très étalé dans le temps, avec un maximum mal identifiable.

Une fois la famille constituée, il est intéressant de contrôler ses caractéristiques d'activité sur les histogrammes journalier et hebdomadaire (fig. 1.34). Dans le cas présent, la carrière tire préférentiellement du lundi au jeudi dans les créneaux horaires 11 h 00 – 12 h 00 et 17 h 00 – 18 h 00.

La carte des épacentres correspondants (fig. 1.35) fait apparaître un biais de localisation vers l'est, principalement dû au fait que le site étudié est en périphérie du réseau de détection.

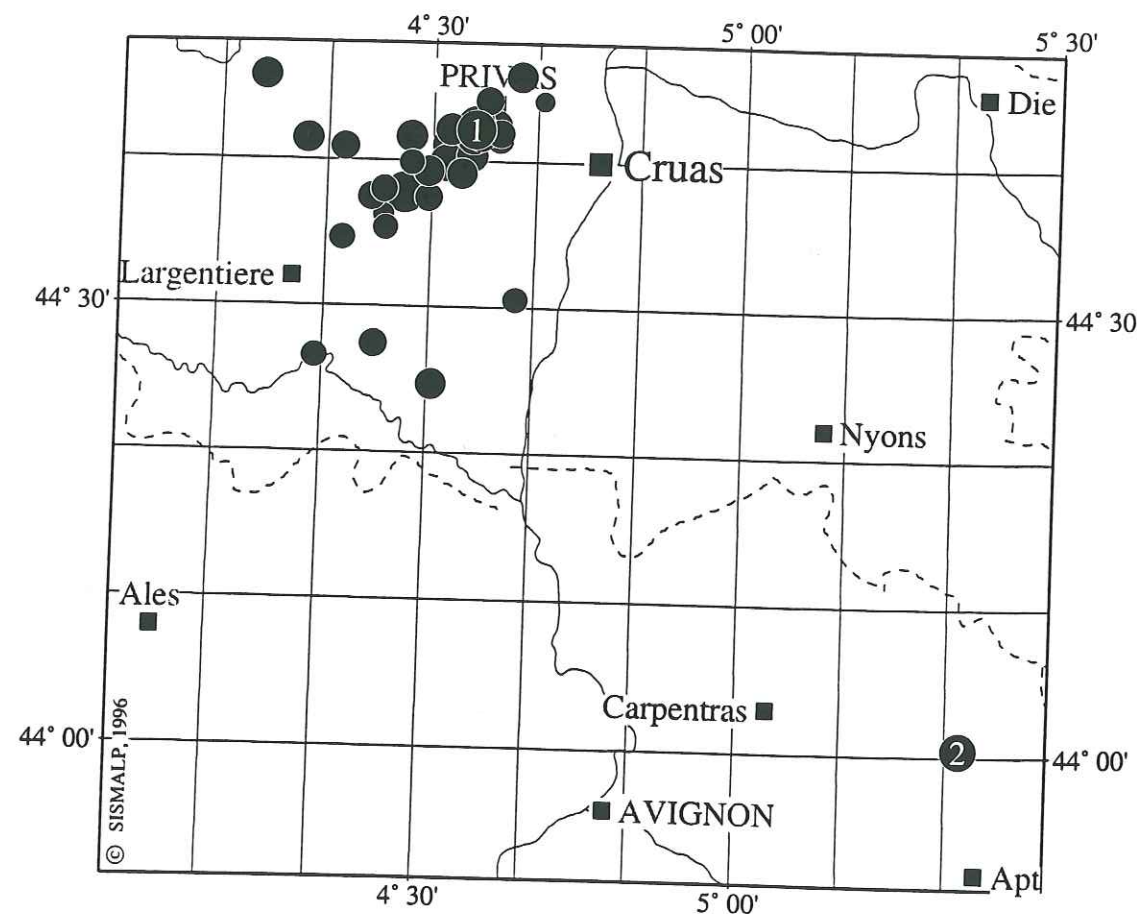


FIG. 1.35. – Carte de localisation des tirs provenant de la carrière de Cruas (Ardèche). La dispersion résulte de la situation excentrée de cette zone par rapport au réseau de détection, du faible nombre de données disponibles (magnitudes comprises entre 0,4 et 2,3), avec très souvent des déclenchements sur les ondes *S* uniquement. 1 = localisation du tir de Cruas (FIG. 1.37a) ; 2 = épacentre du séisme d'Apt (FIG. 1.37b).

De même, lorsque toutes les familles ont été constituées pour un site donné, on peut établir les histogrammes journalier et hebdomadaire des événements subsistants, qui constituent donc la sismicité naturelle (fig. 1.36). Bien que l'histogramme hebdomadaire soit ici à peu près plat, la plus importante activité mise en évidence par

l'histogramme horaire en milieu de journée fait penser que quelques tirs n'ont peut-être pas encore été correctement identifiés.

La table 1.4 regroupe, pour les quatre sites étudiés, quelques-unes de leurs caractéristiques.

Site	Période	Événements	Familles	Artif.	% artif./événements
Bugey	89–92	117	8	107	91
Grenoble	89–92	98	5	71	72
Marseille-Toulon	89–94	961	33	909	95
Vallée du Rhône	89–92	130	16	96	74

TABLE 1.4. – Caractéristiques des quatre sites de sismicité anthropogénique étudiés.

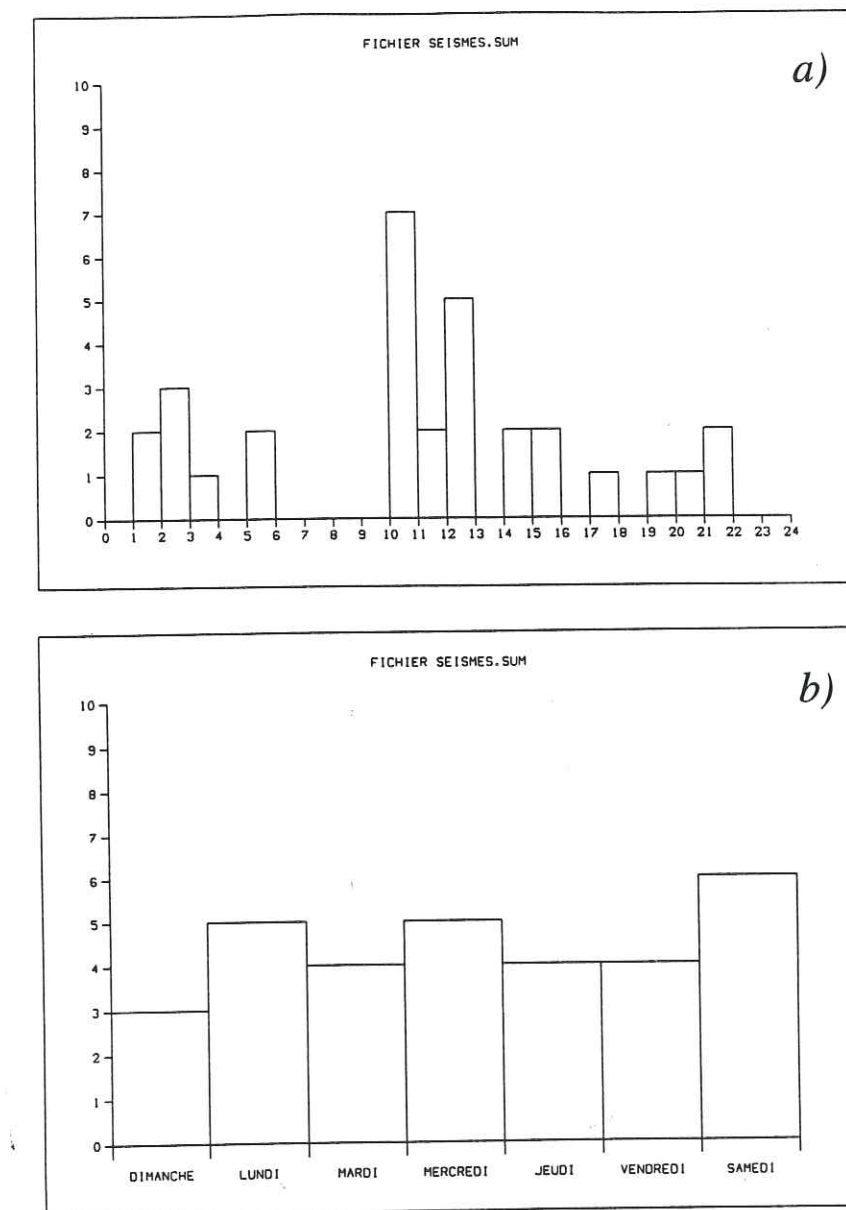


FIG. 1.36. – Histogrammes journalier (a) et hebdomadaire (b) pour la sismicité naturelle de la vallée du Rhône.



**7.5. Test de discrimination.** – Les traces-types des différentes familles sont regroupées en un catalogue qu'il suffit ensuite de consulter – par l'intermédiaire de calculs de cohérence – lorsqu'un nouvel événement survient dans l'un des quatre sites étudiés. Un tel test peut être effectué en routine (par exemple mensuellement sur l'ensemble des événements enregistrés et pour l'ensemble des familles des différents sites), ou ponctuellement pour vérifier qu'un événement que l'on vient de localiser est bien un séisme. (Cette technique de discrimination fonctionne même si l'événement n'a été enregistré qu'en deux stations et n'a donc pu être localisé.)

Pour donner une idée des signaux enregistrés pour de tels événements de faible magnitude situés en bordure du réseau, la figure 1.37 montre un tir de magnitude 2,2 (repère 1 sur fig. 1.35), correctement identifié comme originaire de la carrière de Cruas (Ardèche), et un séisme naturel de magnitude 2,0 au nord d'Apt (repère 2 sur fig. 1.35). Sur cet exemple, le tir génère un train d'ondes *S* parfois plus marqué en certaines stations que celui généré par le séisme naturel, ce qui rendrait difficile la discrimination sur ce seul critère. En revanche, les ondes de surface sont indéniablement plus importantes pour le tir. (Le séisme naturel est localisé à 7 km de profondeur.)

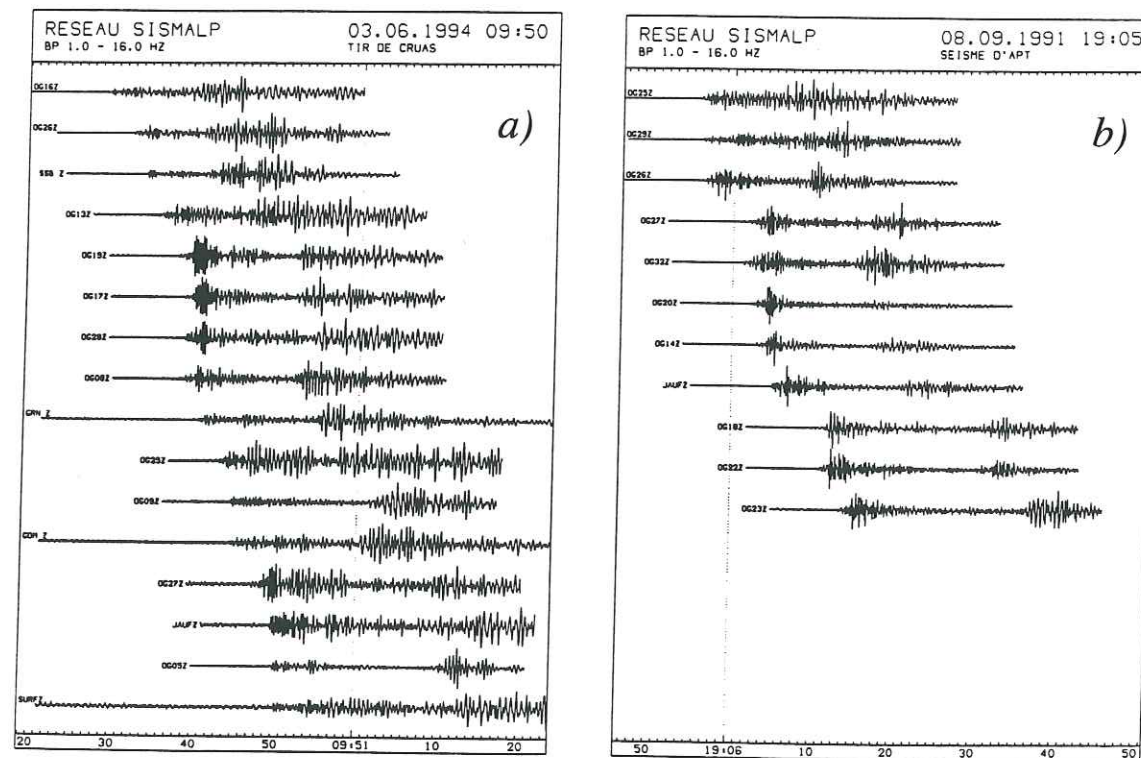


FIG. 1.37. – (a) = Tir de carrière de Cruas (magnitude 2,2) ; (b) = séisme d'Apt (magnitude 2,0). (cf. localisations sur FIG. 1.35.)

Pour les sites Bugey et Grenoble, et pour les années 1993 et 1994, nous avons vérifié auprès des carriers que l'identification de leurs tirs était correcte. (Cela nous a permis, bien que ce ne soit pas le but de l'opération, de mettre en évidence quelques anomalies dans la tenue des registres de tirs.) Pour ces deux sites, les carrières incriminées sont bien identifiées. Le même travail n'a malheureusement pas pu être fait pour la vallée du Rhône et la région de Marseille-Toulon, où les très nombreuses carrières et sources

différentes multipliaient les problèmes. Il serait pourtant indispensable de s'y atteler, en particulier en ce qui concerne la sismicité induite de Gardanne, où l'évolution de l'activité engendre un très grand nombre de familles – probablement au fur et à mesure de l'exploitation de nouveaux fronts de taille.

**7.6. Limites de la méthode.** – Elles sont liées à ce que nous venons de décrire à la section 7.5 : si une nouvelle carrière entre en exploitation, la méthode échouera indubitablement. L'expérience montre aussi que l'orientation du front de taille et la technique de tir (nombres de trous, charge unitaire, microretards) peuvent produire des signaux sensiblement différents (fig. 1.38). Le problème est encore plus aigu dans la région de Gardanne, qui produit une multiplicité de signaux très voisins mais dont les caractéristiques évoluent au cours du temps.

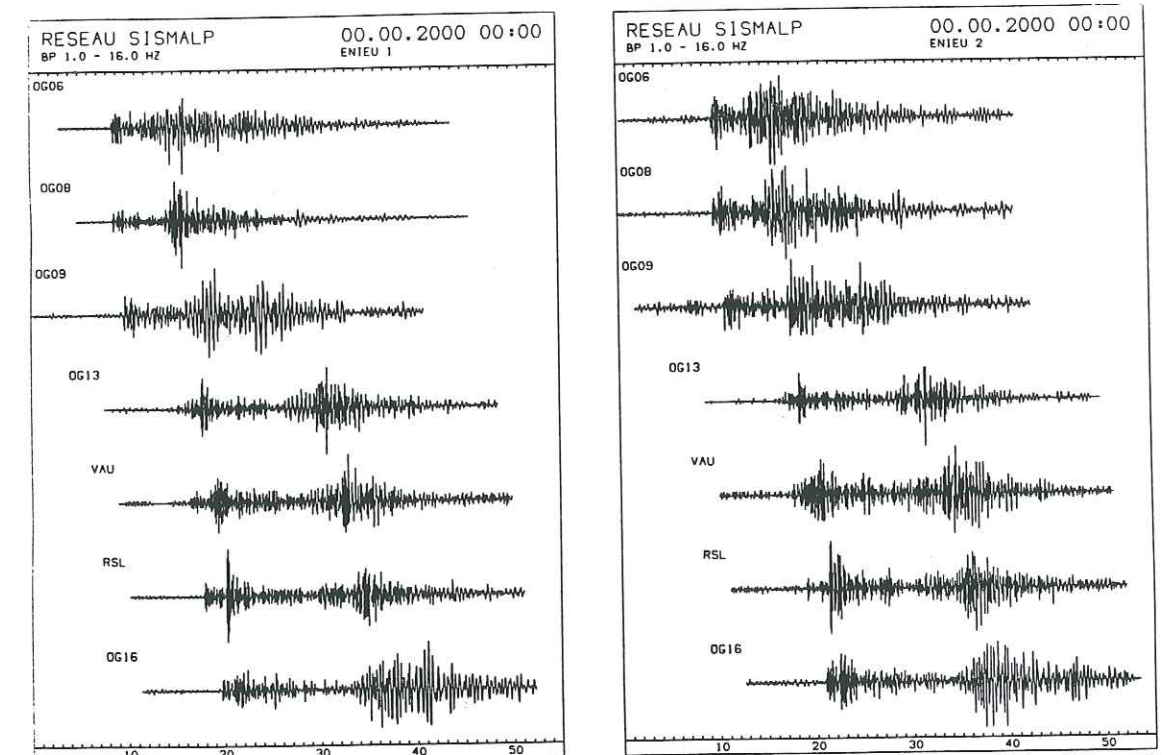


FIG. 1.38. – Quelques traces-types constituées pour des tirs de la même carrière (Enieu, Isère), mais pour deux fronts de taille (ou deux techniques de tir ?) différents. Le calcul de cohérence montre que l'on est en présence de deux familles distinctes, bien que les signaux présentent une indéniable similarité.

C'est donc un constat mitigé auquel nous parvenons. Si l'on persiste dans cette technique de discrimination, il sera probablement nécessaire, dans quelques années, de réétudier chaque site en détail pour y identifier de nouvelles familles. Plus gênant encore : l'activité anthropogénique, on l'a vu à la section 7.3, ne se limitait pas aux quatre sites étudiés ici. La base de données actuelle continue à être polluée par un grand nombre d'événements artificiels (fig. 1.39), phénomène analysé plus en détail par Chasseriau (1995). Seule une intercorrélations systématique de tous les événements de la base de



données permettrait d'en venir à bout. C'est une solution lourde, mais peut-être en fait la plus sûre.

Enfin, on pourrait peut-être reprocher à notre technique simpliste de discrimination de n'avoir tenu compte que du paramètre de cohérence. Si l'on voulait développer un véritable système-expert, il faudrait inclure – lorsqu'elle est disponible – la localisation de l'événement, mais aussi la période de l'année, le jour de la semaine, l'heure de tir et la magnitude, paramètres souvent bien représentatifs d'une famille anthropogénique donnée.

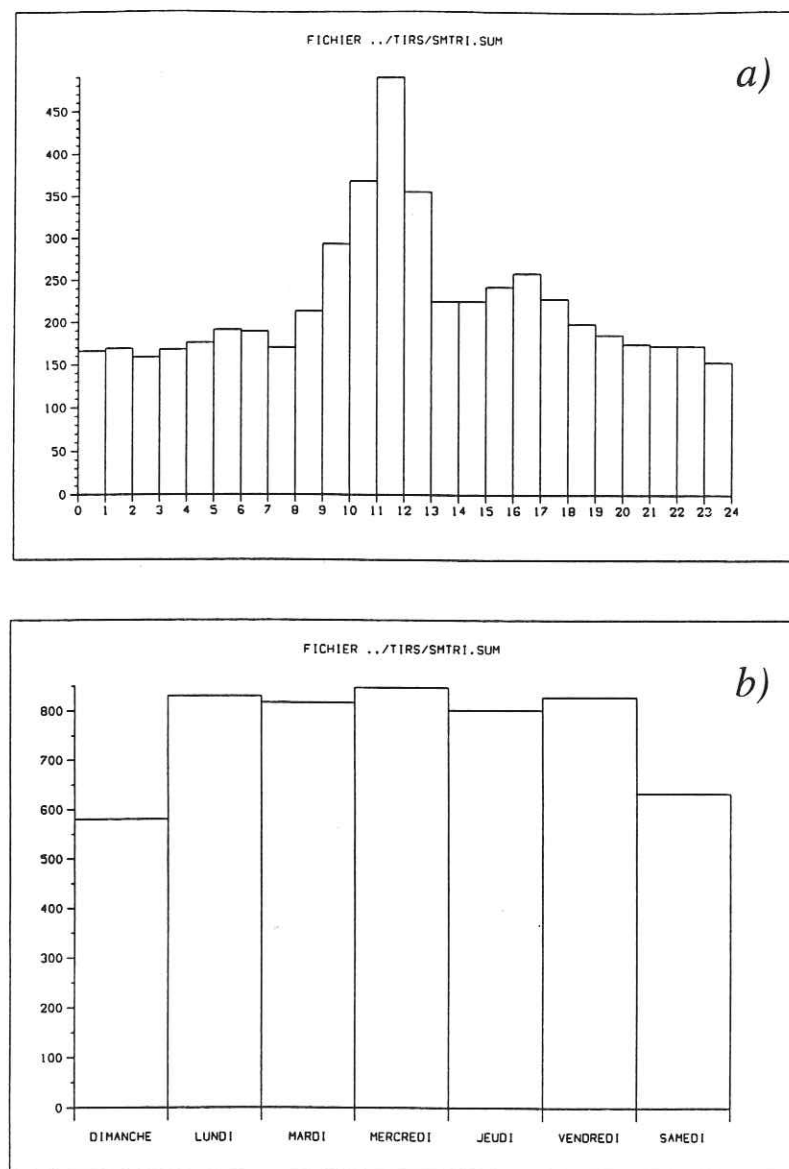


FIG. 1.39. — Histogrammes journalier (a) et hebdomadaire (b) de l'ensemble des événements localisés de 1989 à 1995 après tri des quatre sites du Bugey, de l'Isère, de Marseille-Toulon et de la vallée du Rhône) : même si la comparaison avec la figure 1.32 est encourageante, la base de données est encore manifestement polluée.

**7.7. Sismicité naturelle du Sud-Est.** — Avec les réserves émises ci-dessus, on peut néanmoins établir une carte provisoire de la sismicité du Sud-Est (fig. 1.40). On peut y distinguer, mais maintenant de façon beaucoup plus claire que sur les anciennes cartes de sismicité, les deux arcs briançonnais et piémontais, le débordement des nappes de l'Embrunais et de l'Ubaye, les zones à sismicité épisodique (massifs subalpins septentrionaux, mer Ligurienne), les zones pratiquement asismiques (zone entre Grand-Paradis et Dent-Blanche, massifs cristallins externes [Mercantour excepté], fosse vocontienne). La Provence, siège de violents séismes dans le passé (cf. ss-chap. premier), est actuellement asismique.

L'arc briançonnais, beaucoup moins actif au nord du 45° parallèle, suit fidèlement le chevauchement pennique frontal – en restant un peu en retrait vers le domaine interne – jusque dans le Val d'Aoste et le Valais. Un peu plus au nord-ouest, de l'autre côté des massifs cristallins externes du Mont-Blanc, des Aiguilles-Rouges et de Belledonne, commence à apparaître un alignement SW-NE qui, depuis le Vercors, emprunte d'abord le Grésivaudan entre Isère et Belledonne, puis recoupe les massifs des Bauges et des Aravis. C'est sur ce même alignement – que l'on pourrait qualifier d'« arc subalpin » – que se situent le séisme de magnitude 5,3 de Corrençon (1962), le séisme de magnitude 4,7 de Faverges (1980) et le séisme de magnitude 5,1 du Grand-Bornand (1994). Son orientation N30 à N50 correspond à celle des failles tardi-hercyniennes cévenoles qui, selon des idées déjà anciennes (Vialon, 1974), entaillent le socle des Cévennes aux Préalpes. Le fonctionnement de cette zone en coulissage dextre a été discuté au sous-chapitre 6 ; nous y reviendrons au sous-chapitre 8.

L'essentiel de l'activité sismique se concentre néanmoins dans le triangle Gap-Turin-Coni, où une certaine organisation spatiale de la sismicité commence à apparaître lorsqu'on effectue un zoom (fig. 1.41). Dans ce secteur, la sismicité de l'arc briançonnais se limite à la zone briançonnaise (entre le chevauchement pennique frontal et le contact avec la zone des schistes lustrés). Le phénomène le plus remarquable concerne l'alignement orienté N170 qui recoupe les formations géologiques de surface entre Mercantour et Dora-Maira sans qu'aucune fracturation correspondante y soit cartographiée. L'explication en est que cette sismicité piémontaise, située entre 10 et 15 km de profondeur (Chassériau, 1995), est liée aux structures profondes sous-jacentes, et en particulier à la géométrie du corps d'Ivrée. Ce lien apparaît particulièrement clairement lorsqu'on superpose la carte des anomalies de Bouguer à la carte de sismicité (fig. 1.40) : l'anomalie positive d'Ivrée (jusqu'à + 50 mGal), qui dessine un arc en bordure de la plaine du Pô présente un talus occidental sur lequel les isanomaes se resserrent et la sismicité se concentre. Le talus oriental semble lui aussi associé à la sismicité observée sous la plaine du Pô ; très peu actif, cet « arc padan » ne verra son existence confirmée que par plusieurs années supplémentaires d'observation.

La distribution de la sismicité en fonction de la profondeur a fait l'objet de plusieurs études préliminaires (Guyoton, 1991 ; Leynaud, 1991 ; Chassériau, 1995). Le travail de Guyoton, bien que plus limité dans le temps (1985–1987 et 1989), est cependant fiable car les hypocentres avaient été localisés avec un modèle 3 D (section 7.2). Contrairement à ce que tendaient à démontrer dans le Nord de la Suisse les travaux de Deichmann & Rybach (1989), qui mettaient en évidence une sismicité répartie sur toute l'épaisseur de la croûte, seuls les dix premiers kilomètres de la croûte sont ici généralement



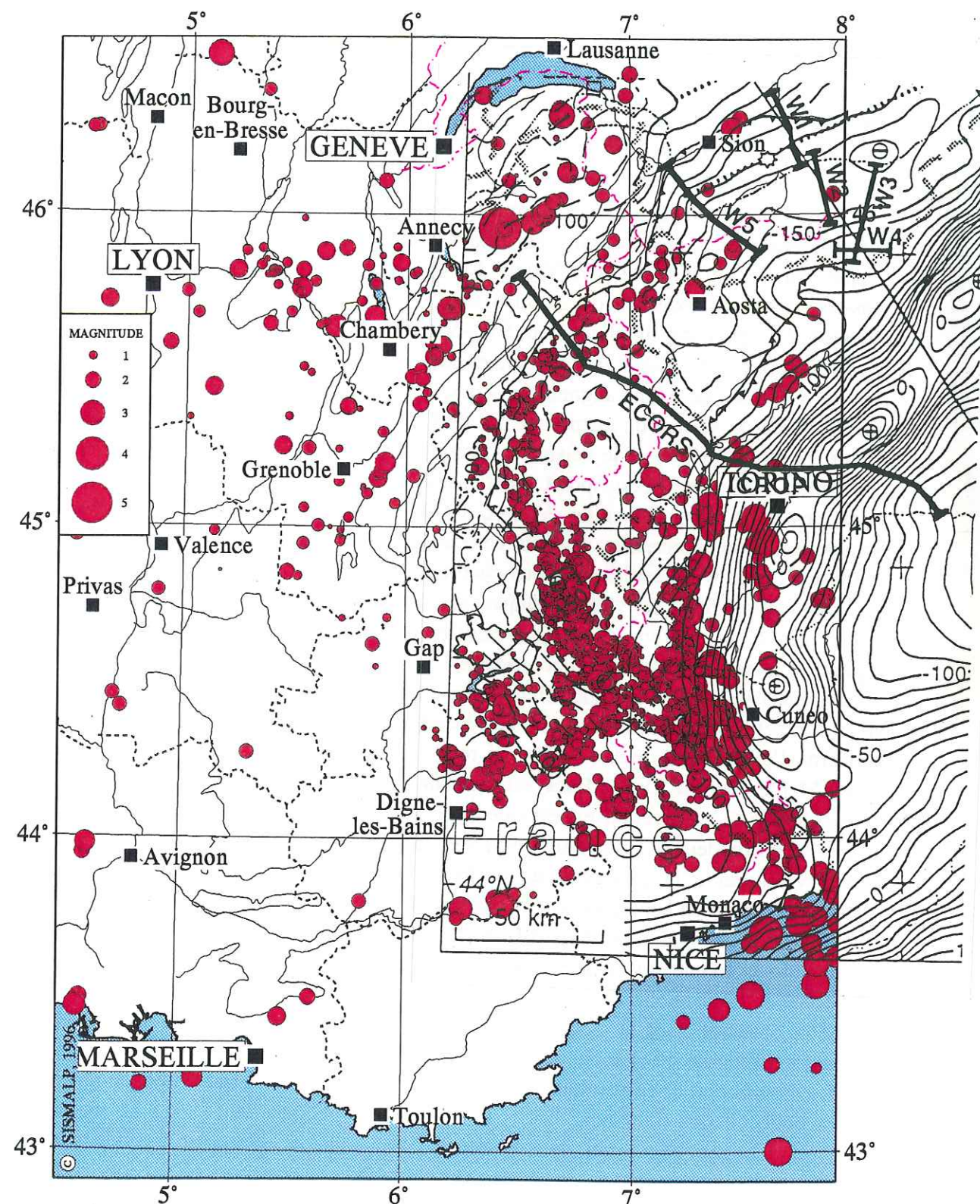


FIG. 1.40. — Sismicité du Sud-Est de 1989 à 1995 (lacune azimutale inférieure à 180°, résidu quadratique moyen inférieur à 1 s), avec superposition de la carte des anomalies de Bouguer. D'après CHASSERIAU, 1995 (modifié) ; KLINGELÉ *et al.*, 1992.

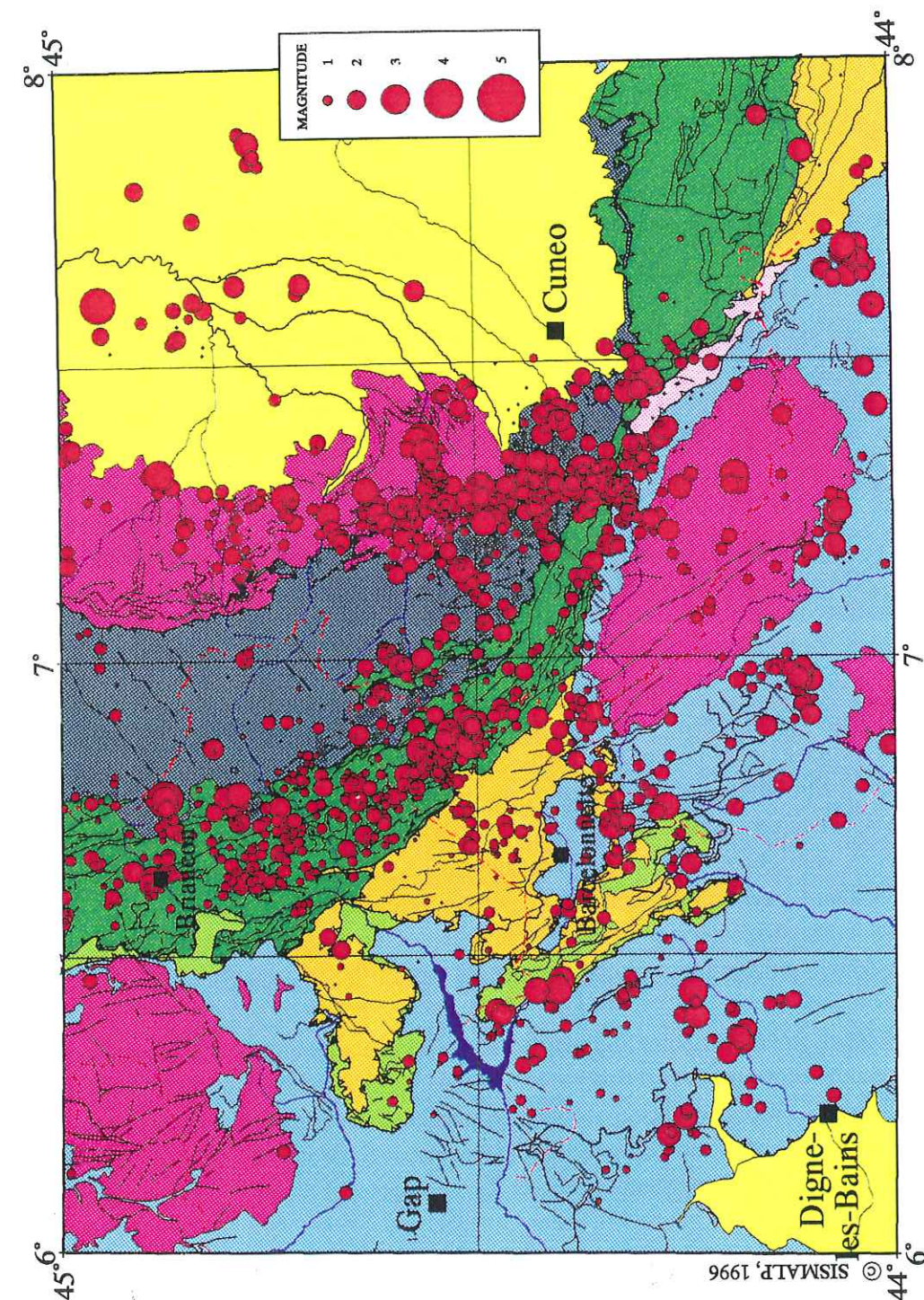


FIG. 1.41. — Sismicité de la zone Gap-Coni de 1989 à 1995 (lacune azimutale inférieure à 180° et résidu quadratique moyen inférieur à 1 s). Jaune = bassins cénozoïques péri-alpins ; bleu = couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque ; rose pâle = unité du col de Tende ; rose = massifs cristallins ; vert pâle = zone briançonnaise ; vert = zone briançonnaise ; orange = nappes des Flyschs à Helminthoides ; gris = schistes lustrés piémontais. D'après CHASSERIAU, 1995 (modifié) ; KERCKHOVE & MONTJUVENT, 1979.



sismogènes. La sismicité liée au chevauchement pennique frontal se concentre là où le chevauchement devient subhorizontal, à une dizaine de kilomètres de profondeur. Plus énigmatique est la mise en évidence de grands accidents verticaux pouvant affecter toute la croûte, au voisinage d'endroits où se produit occasionnellement une sismicité en essaim (par exemple à La Javie, au nord-est de Digne).

## 8. MÉCANISMES AU FOYER : UN ÉTAT DES LIEUX

**8.1. Les études antérieures.** — Dans les Alpes occidentales, les mécanismes au foyer des principaux séismes ont été principalement étudiés par Fréchet (1978), Ménard (1988) et Bethoux *et al.* (1988), mécanismes partiellement repris dans des articles et ouvrages de synthèse (Dorel *et al.*, 1983 ; Nicolas *et al.*, 1990 ; Grellet *et al.*, 1993). Si les mécanismes existent bien, la question de leur fiabilité est beaucoup plus délicate. Selon Ménard (1988), il n'existe, jusqu'au début des années quatre-vingt, qu'une dizaine de mécanismes que l'on puisse considérer comme bien contraints. À cela plusieurs raisons : peu de séismes de forte magnitude depuis les années soixante (cf. ss-chap. premier), et surtout peu de stations sismologiques (cf. ss-chap. 2). (Encore Ménard compte-t-il dans ces mécanismes bien contraints celui du séisme de Faverges [2 décembre 1980, magnitude 4,7], pour lequel nous avons donné une solution en coulissage pur [Thouvenot, 1981], et qu'il a réinterprété en chevauchement pur.)

Dans sa tentative de synthèse sismotectonique, Fréchet (1978) remarquait que, pour la Suisse et le Jura, l'axe de compression était orienté N135, avec une tendance à une rotation antihoraire de l'est à l'ouest, tandis que dans le nord des Alpes franco-italiennes, cet axe était orienté N30, avec là encore une rotation antihoraire du nord au sud. Remarquant qu'à l'approche de la mer Ligurienne l'axe de compression s'orientait N100, Fréchet émettait l'hypothèse d'un champ de contrainte présentant un aspect « tourbillonnaire », résultat d'un ou de plusieurs poinçonnements rigide-plastique (Tapponnier, 1977), rejoignant là les idées de Gidon (1974). Pour Ménard (1988), les mécanismes de l'avant-pays ont des axes *P* perpendiculaires à la chaîne, ceux du Briançonnais sont compatibles avec un décrochement dextre extensif, tandis que ceux situés entre Dora-Maira et Mercantour correspondent à des failles inverses.

**8.2. Mécanismes préliminaires disponibles.** — Les sous-chapitres 3 à 6 nous ont montré que les mécanismes au foyer des séismes les plus significatifs étaient à présent en général bien contraints. Sous condition d'une rigoureuse sélection des données, cette remarque vaut pour des séismes de magnitude moindre (jusqu'à 2 environ), et le dépouillement effectué quotidiennement comporte dans ce cas une étude systématique du mécanisme.

Établissant un premier bilan des mécanismes au foyer disponibles sur les années 1989–1994, Chassériaux (1995) avait adopté les critères suivants :

- 10 sens de déviation disponibles ;
- lacune azimutale inférieure à 180° ;
- distance inférieure à 50 km entre l'épicentre et la station la plus proche ;
- résidu quadratique moyen inférieur à 1 s,

ce qui permet de sélectionner 189 séismes. Un second tri, après traitement automatique des mécanismes par les logiciels FPFIT et FPLOT (Reasenber & Oppenheimer, 1985), consiste à rejeter les événements ayant des solutions multiples, ceux dont le mécanisme est trop mal contraint, et, après contrôle des signaux correspondants, ceux dont les lectures sont incertaines (points aberrants trop nombreux). 78 mécanismes ont pu ainsi être établis (fig. 1.42). Ils correspondent pour la plupart à des épicentres situés dans la région Gap–Coni.

Une telle étude, bien que préliminaire, fait cependant ressortir :

- la quasi-absence de mécanismes de compression, sauf sous la plaine du Pô, le long de l'arc padan ;
- un régime d'extension est-ouest bien marqué le long des arcs briançonnais et piémontais, particulièrement cohérent dans le domaine briançonnais ;
- des mécanismes de coulissage prépondérants dans le domaine subalpin septentrional.

Entre Dora-Maira et Mercantour, là où les mécanismes sont les plus nombreux mais semblent aussi les moins cohérents, le principal résultat de Chassériaux a été de montrer qu'on ne pourrait déchiffrer cette apparente incohérence si l'on continuait à raisonner sur une carte globale telle que celle de la figure 1.42 qui ne différencie pas les profondeurs focales, et qu'une analyse par tranche de profondeur fournit des résultats plus homogènes.

Par ailleurs, l'extension généralisée qui caractérise le Briançonnais et qui correspond probablement à un effondrement tardi-orogénique fait l'objet de la thèse que vient de débiter Christian Sue.

**8.3. Exemple de l'arc sismique subalpin.** — Pour donner une idée du travail qui peut maintenant être entrepris avec ces mécanismes au foyer, nous terminerons ce sous-chapitre par l'exemple de l'arc sismique subalpin, entre Bonneville et Grenoble (fig. 1.43). La table 1.5 donne, pour la région située au nord-ouest du massif de Belledonne, les caractéristiques des 10 séismes pour lesquels nous avons pu établir des mécanismes au foyer. Ces séismes sont de magnitude sensiblement équivalente (entre

Date et heure UTC	Coordonnées			$M_L$	Plan nodal 1		Plan nodal 2		Axe $P$		Axe $T$		Q
02.12.1980 05:58:14	6.280	45.830		4.7	N33	86SE	N121	75NE	N78	13SW	N167	7SE	-
09.03.1992 01:54:34	5.872	45.154	6	2.3	N25	70SE	N125	71SW	N73	1SW	N163	28NW	+
04.02.1994 22:19:47	6.063	45.389	7	2.0	N32	80NW	N125	75NE	N79	4SW	N168	18SE	+
25.07.1994 00:18:57	5.885	45.178	2	1.8	N35	75NW	N130	70NE	N83	3SW	N171	25SE	
14.12.1994 08:55:59	6.409	45.957	7	5.1	N40	70NW	N152	43NE	N101	16NW	N173	49SE	++
25.04.1995 13:02:58	5.966	45.845	4	2.1	N40	85NW	N129	80SW	N84	11NW	N174	4NE	+
28.08.1995 12:42:30	6.119	45.546	6	2.3	N25	45SE	N64	52NW	N135	4NW	N35	69SW	
04.09.1995 17:02:54	6.199	45.700	11	2.9	N45	75NW	N140	70NE	N93	3NW	N1	25SW	+
04.09.1995 21:01:40	6.182	45.700	3	2.8	N45	70NW	N142	71NE	N93	1SE	N3	28SW	+
08.09.1995 16:46:57	5.899	45.201	7	2.5	N45	75SE	N132	80NE	N88	18SW	N179	4NW	+
24.12.1995 04:05:06	6.067	45.476	4	1.8	N15	45SE	N54	52NW	N125	4NW	N25	69SW	

TABLE 1.5. — Caractéristiques des mécanismes au foyer des séismes des FIGS 1.43 et 1.44. *Coordonnées* = longitude (° E), latitude (° N) et profondeur (km) du foyer ; *plan 1*, *plan 2*, *axe P* et *axe T* = azimuts et pendages des deux plans nodaux et des axes *P* et *T* ; *Q* = différenciation des mécanismes douteux (-), bien contraints (+) et très bien contraints (++) .



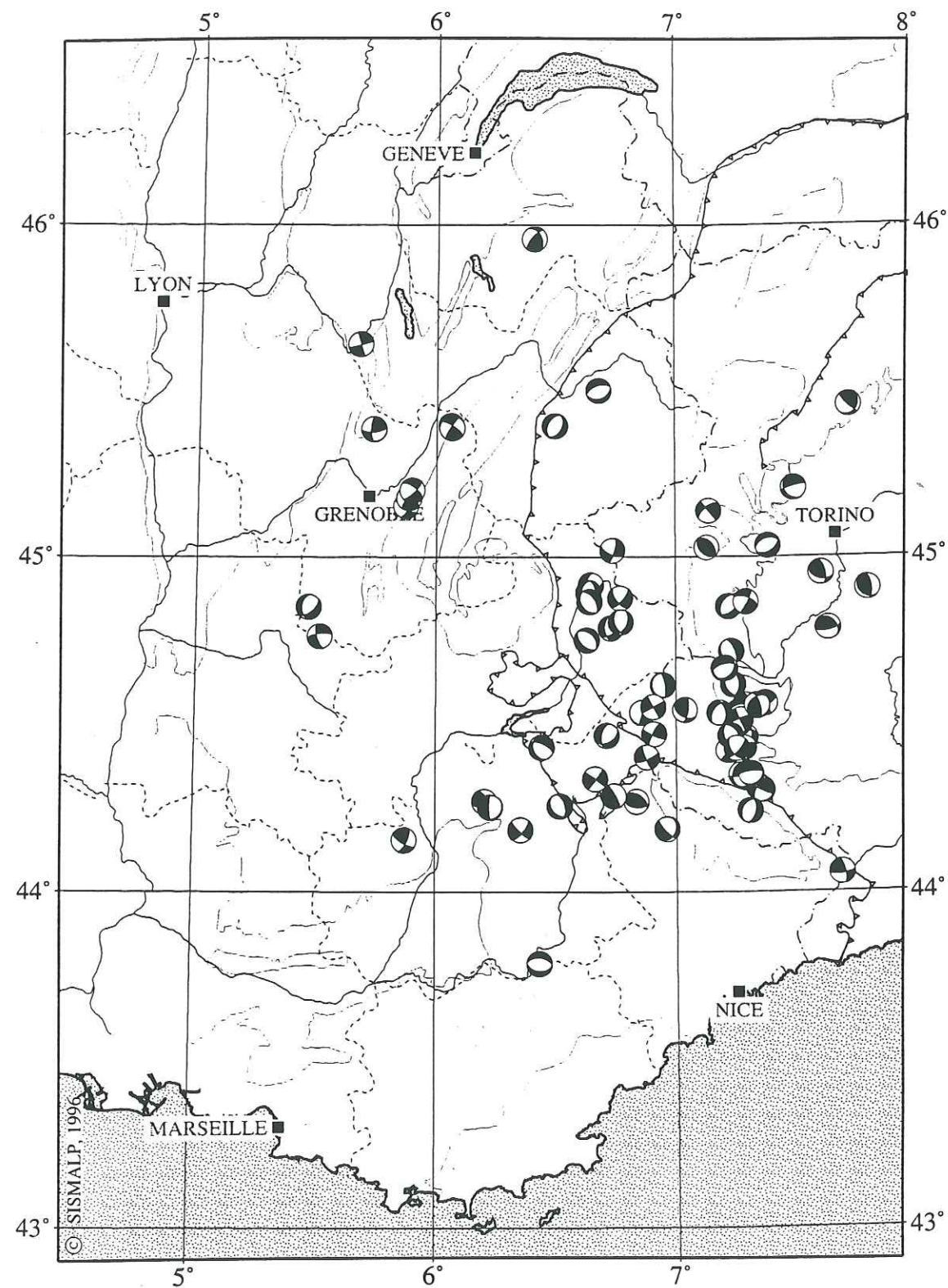


FIG. 1.42. — Mécanismes au foyer établis dans les Alpes occidentales sur la période 1989–1994. D'après CHASSERIAU, 1995 (modifié).

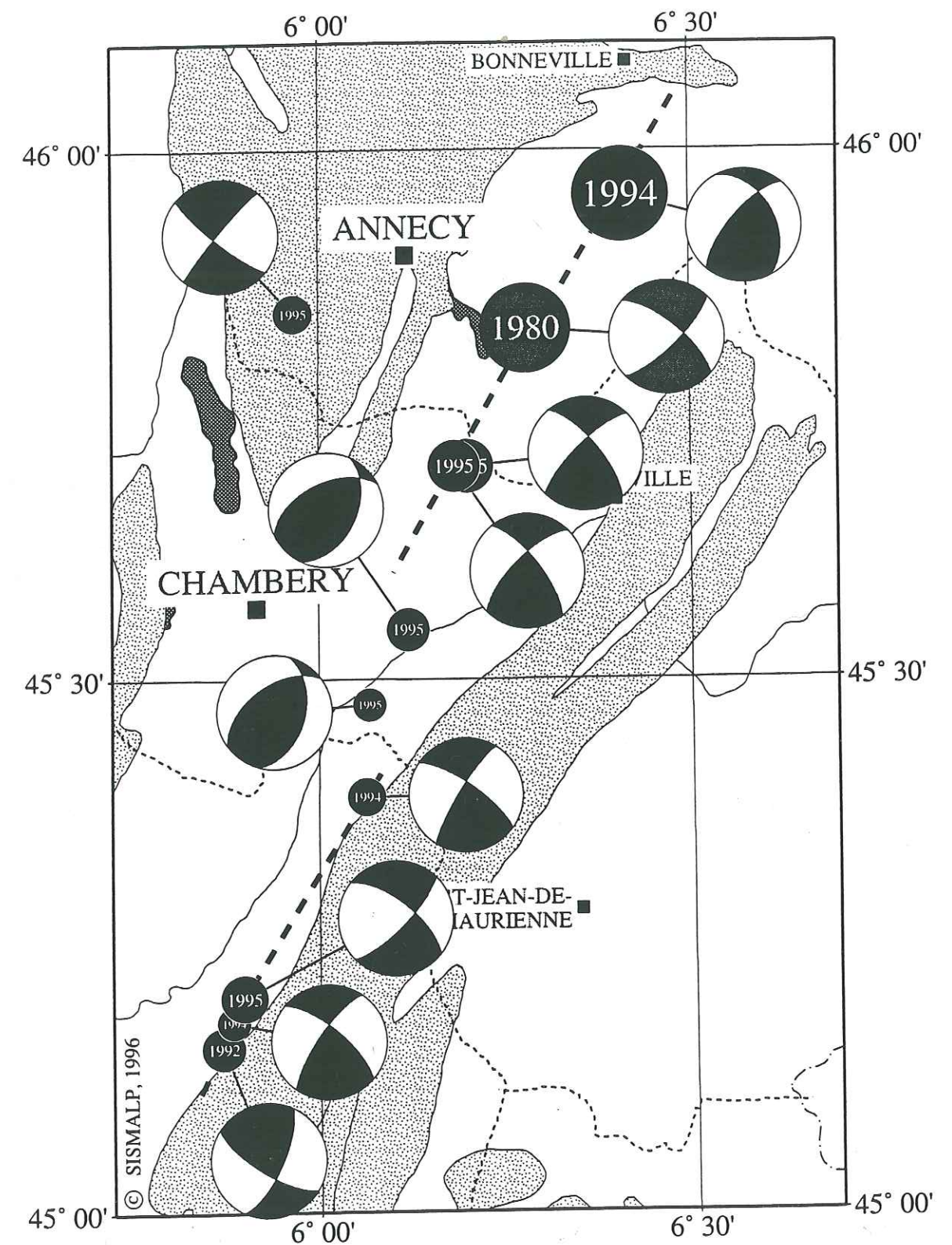


FIG. 1.43. — Mécanismes au foyer établis dans la région située au nord-ouest du massif de Belledonne. Le mécanisme de Faverges (1980), bien que plus ancien et sujet à caution (THOUVENOT, 1981), est également indiqué pour mémoire.



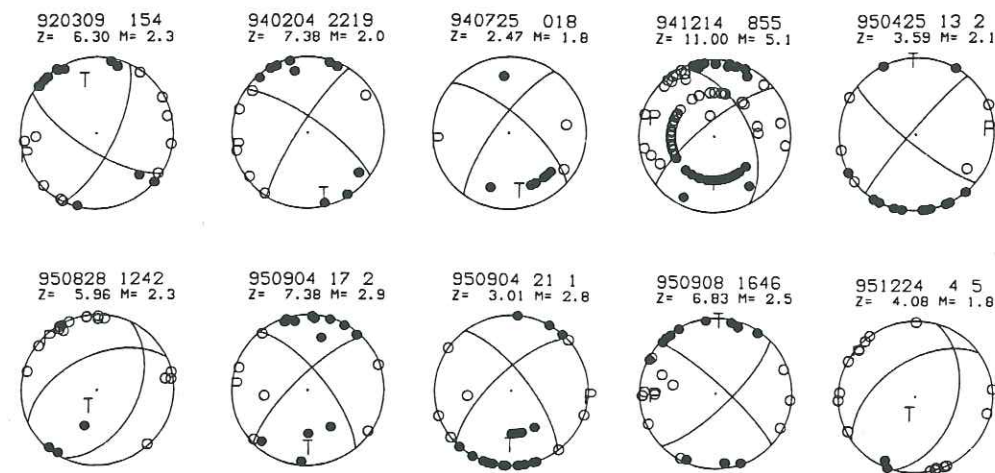


FIG 1.44. – Sphères focales des dix séismes étudiés. Projection de l'hémisphère inférieur. Cercles ouverts = dilatations ; cercles pleins = compressions.

1,8 et 2,9), excepté le séisme du Grand-Bornand, de magnitude 5,1. Leurs foyers sont tous très bien localisés : de 37 à 72 temps d'arrivée disponibles pour chaque séisme ; résidu quadratique moyen compris entre 0,2 et 0,5 s ; incertitude horizontale comprise entre 0,4 et 1 km ; incertitude verticale comprise entre 0,7 et 3 km. Les profondeurs sont comprises entre 2 et 11 km. Les mécanismes sont pour la plupart bien contraints (fig. 1.44 et table 1.5).

Les épicentres jalonnent l'arc sismique subalpin, à l'exception de celui situé à Rumilly (au sud-ouest d'Annecy), que nous ne discuterons pas ici. Le caractère transpressif décrochant déjà relevé au sous-chapitre 6 pour le séisme du Grand-Bornand est une caractéristique commune de ces différents mécanismes. Pour nous, le jeu en coulissage dextre sur un plan de faille orienté N25 à N45 ne fait aucun doute. Deux segments actifs de l'arc subalpin sont ainsi mis en évidence : un segment nord (Bauges-Bornes) sur lequel se trouve situé le séisme du Grand-Bornand, et un segment sud qui longe le rebord occidental de Belledonne. Sur ces deux segments, l'axe de compression a une direction moyenne N87. Le décalage en baïonnette qui se produit au niveau de la vallée de l'Isère se traduit par des mécanismes de faille inverse, avec des plans nodaux tendant à s'orienter parallèlement à l'Isère, et un axe de compression ainsi dévié en N120.

On peut noter que le séisme de Faverges (2 décembre 1980, magnitude 4,7), au sud-est d'Annecy, séisme le plus important de la zone d'étude dans les trente dernières années si l'on excepte celui du Grand-Bornand, avait son épicentre probable situé sur le segment nord de l'arc subalpin. Nous avons également reporté pour mémoire sur la figure 1.43 le mécanisme de coulissage que nous avons proposé à l'époque (Thouvenot, 1981), bien que Ménard – nous l'avons déjà dit – ait repris en 1988 ce mécanisme pour le faire fonctionner en faille inverse.

Tout à fait indépendamment du travail réalisé ici sur les mécanismes au foyer, le coulissage dextre entre Belledonne et Chartreuse est l'un des principaux résultats de Martinod *et al.* (1996) dans leur remesure du réseau de triangulation IGN (fig. 1.45).

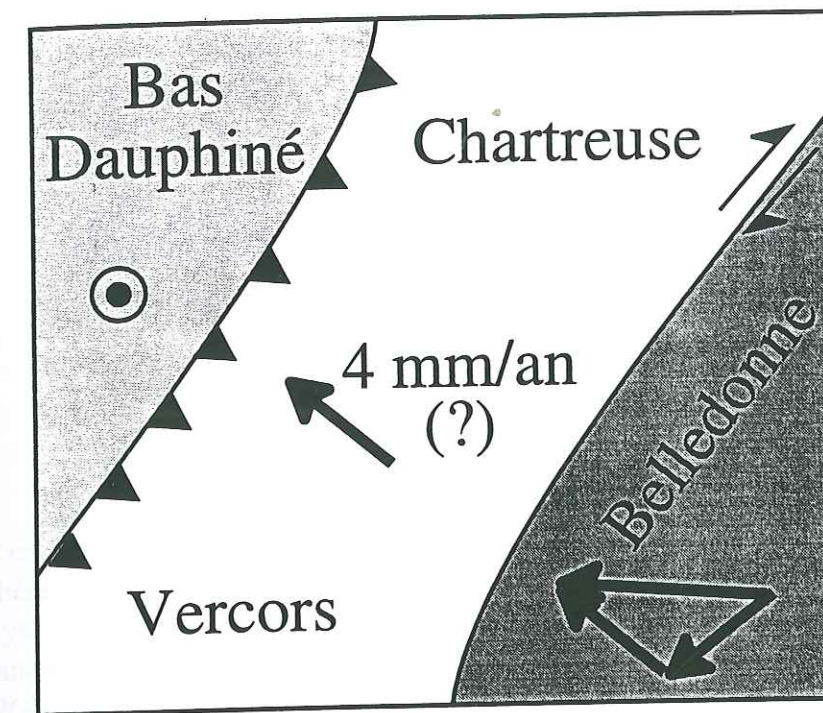


FIG. 1.45. – Mouvement différentiel entre Belledonne et Chartreuse déduit de la remesure du réseau de triangulation IGN. D'après MARTINOD *et al.*, 1996.

La partie la plus méridionale du segment sud de l'arc subalpin, où sont localisés trois séismes survenus en 1992, 1994 et 1995, retient plus particulièrement l'attention. C'est sur cette « faille du col des Mouilles » – du nom d'un col situé dans les collines bordières de Belledonne juste au nord-est du séisme de 1995 – que pourrait bien se produire<sup>6</sup>, en 1996 ou 1997, vers 6 à 7 km de profondeur, le prochain séisme de ce secteur – si tant est que la migration vers le nord-est mise en évidence sur trois événements est significative !

Enfin, on ne peut manquer d'être frappé, en analysant la table 1.5, par la forte proportion de séismes datant de 1994 et 1995. S'il est vrai que le réseau Sismalp n'a été véritablement opérationnel qu'à partir du début 1994, ce qui expliquerait en partie des données plus abondantes et contraignant davantage les mécanismes, on peut s'interroger sur le lien possible entre ce regain d'activité et l'occurrence, au Grand-Bornand, du séisme du 14 décembre 1994, exceptionnel par sa magnitude.

6. Ce paragraphe a été rédigé peu avant que ne se produisent à Ste-Agnès (Isère) deux séismes de magnitude 1,8 et 2,0, les 4 et 5 avril 1996, à quelques kilomètres au nord-est de l'épicentre de 1995, dans le secteur du col des Mouilles. Les profondeurs focales étaient de 6 et 9 km. Les mécanismes correspondent dans les deux cas à un coulissage dextre transpressif sur une faille orientée N30. Si la migration se poursuit, le prochain séisme pourrait ainsi se produire encore plus au nord-est, et avoir son épicentre vers le col des Ayes.



## CHAPITRE 5

# TOMOGRAPHIE TÉLÉSISMIQUE

### 1. INTRODUCTION

C'est en 1966 que furent établis les tout premiers éléments concernant la structure de la lithosphère alpine, avec les travaux de Knopoff *et al.* (1966), essentiellement fondés sur l'analyse de la dispersion d'ondes de surface. Plus spécifiquement, les premières études d'anomalies de propagation des ondes *P* téléseismiques datent de 1969 : Hoang-Trong (1969) met en évidence une avance de 0,55 s pour des rais arrivant de l'est à la station LNS (Lanslevillard, Savoie), avance interprétée comme étant due à la présence du corps d'Ivrée. Reprenant cette analyse, Poupinet (1976) confirme cette observation pour LNS et ISO (Isola, Alpes-Maritimes), mais montre que les variations de la structure crustale ne peuvent pas expliquer à elles seules une telle avance, et qu'il faut en chercher le complément au niveau de la lithosphère subcrustale ou au niveau de l'asthénosphère. Par comparaison avec les travaux de Knopoff *et al.* (1966) et de Berry & Knopoff (1967), Poupinet identifie un canal asthénosphérique à très faible vitesse présent sous la plus grande partie des Alpes occidentales mais non sous le corps d'Ivrée.

L'analyse de la dispersion des ondes de Rayleigh a longtemps constitué le moyen privilégié pour établir des modèles de vitesse des ondes *S*. Souriau (1978) montre que le Massif central et les Alpes occidentales sont caractérisés par de très faibles vitesses des ondes *S* (4,1–4,2 km.s<sup>-1</sup>) dans l'asthénosphère. La coupe schématique du système lithosphère-asthénosphère établie à travers les Alpes centrales et orientales par Panza & Müller (1979) fait en revanche intervenir, sur une bande de 150 km de large sous l'axe des Alpes, des vitesses en *S* plus élevées (4,3–4,6 km.s<sup>-1</sup>) interprétées comme l'expression d'un englobement quasi-vertical des deux lithosphères eurasiatique et adriatique (phénomène de *Verschluckung* proposé par Laubscher dès 1970).

Depuis le début des années quatre-vingt, l'essentiel de l'effort pour améliorer le modèle lithosphère-asthénosphère dans les Alpes a porté sur l'acquisition de données téléseismiques fiables et sur le traitement par inversion d'un nombre toujours croissant de données. On peut citer entre autres les travaux de Baer (1980), Romanowicz (1980), Hovland *et al.* (1981), Poupinet *et al.* (1983), Hirn *et al.* (1984), Granet (1987), Viel (1987), Granet & Cara (1988), Babuska *et al.* (1990), Cattaneo & Eva (1990), Spakman (1990), Guyot (1991) et Solarino (1994).

Parmi toutes ces études, celle de Poupinet *et al.* (1983) et Hirn *et al.* (1984) est exemplaire car elle illustre l'une des premières tentatives de prospection lithosphérique, prémices du programme Lithoscope. Elle met notamment en évidence, dans les Alpes du Nord, un décalage de l'ordre de 0,5 s entre des arrivées téléseismiques observées en



arrière du massif de Belledonne (retard) et dans le domaine externe (avance). Granet (1987) et Granet & Cara (1988) détectent la présence d'une paléosubduction dans le Sud-Est de la France entre 110 et 410 km de profondeur. Viel (1987) explique la dépendance azimutale des résidus  $P$  observés dans les Alpes centrales par une propagation des ondes à travers une racine lithosphérique formée de structures anisotropes laminaires. L'anisotropie est également invoquée par Babuska *et al.* (1990) pour modéliser deux racines lithosphériques plongeant à plus de 200 km de profondeur sous les Alpes occidentales et sous les Alpes orientales. Sous les Alpes occidentales, leur modélisation fait intervenir des vitesses plus élevées dans une direction perpendiculaire à l'arc. Cattaneo & Eva (1990) tirent profit des téléseismes enregistrés en une trentaine de stations permanentes et temporaires installées le long des frontières franco-suisse et italo-suisse pour obtenir une image stable du système lithosphère-asthénosphère dans le Nord-Ouest de l'Italie, avec une racine lithosphérique se prolongeant au moins jusqu'à 200 km de profondeur. Dans sa tomographie de l'Europe centrale et de la Méditerranée, Spakman (1990) met lui aussi en évidence une racine à forte vitesse sous les Alpes, dont l'asymétrie est interprétée comme traduisant une subduction de la plaque Eurasie sous la micro-plaque Adriatique.

Le travail de Poupinet *et al.* (1983) et Hirn *et al.* (1984) mis à part, toutes les études ci-dessus menées dans les Alpes occidentales n'ont en fait utilisé que les quelques stations sismologiques disponibles alors, principalement sur le versant italien. L'analyse par Guyoton (1991) des tout premiers enregistrements téléseismiques du réseau Sismalp

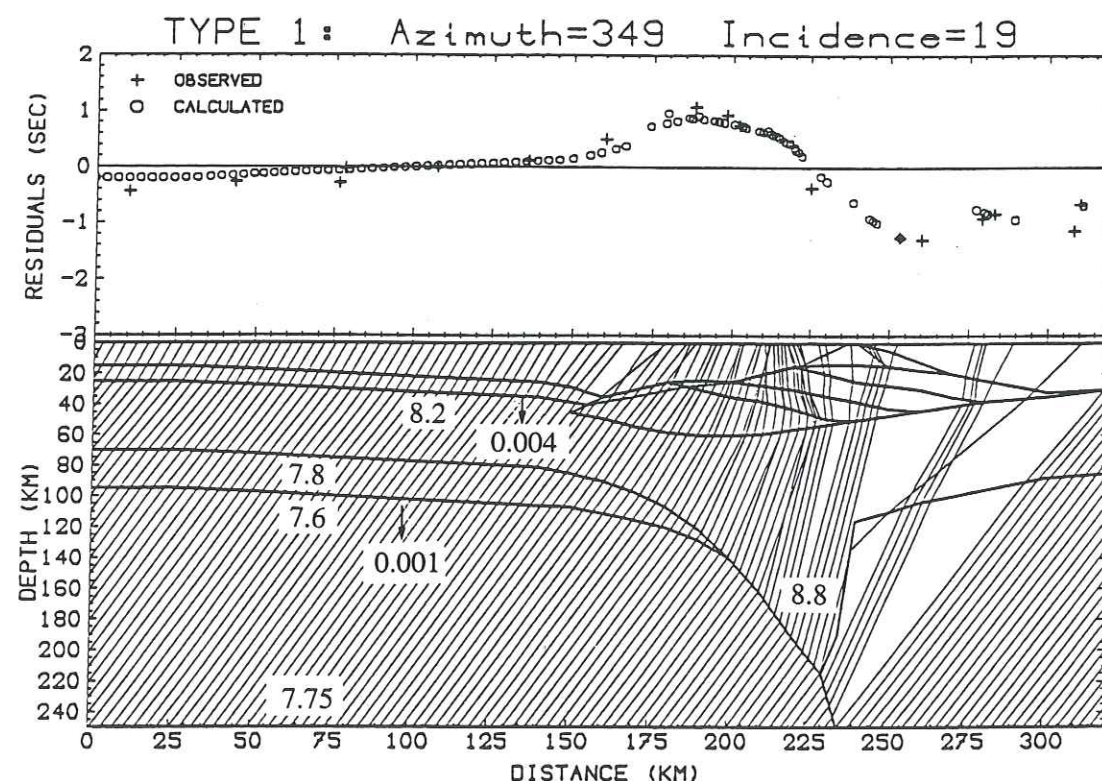


FIG. 1.46. — Exemple de modélisation du système lithosphère-asthénosphère en travers des Alpes occidentales pour un séisme des Aléoutiennes (azimut N349, incidence 19°). Les valeurs indiquées dans le modèle correspondent aux vitesses  $P$  en  $\text{km.s}^{-1}$ , avec un éventuel gradient (en  $\text{s}^{-1}$ ). D'après GUYOTON, 1991 (modifié).

a permis, en intégrant les signaux italiens correspondants, de disposer enfin de données de qualité de part et d'autre de la frontière. Le nombre limité de téléseismes étudiés (20) et le faible nombre de stations (le réseau était alors encore en cours d'installation) n'engageaient cependant pas à se lancer dans une inversion 3 D. En revanche, la géométrie du réseau en travers de l'arc alpin (cf. chap. 4, section 2.1) favorisait une approche directe du problème, en testant différents modèles du système lithosphère-asthénosphère. Un tracé de rais dans un modèle 2,5 D a permis à Guyoton d'envisager un plongement lithosphérique situé sur la bordure occidentale de la plaine du Pô (fig. 1.46). En outre, une étude des variations azimutales des résidus suggère un découplage, le long d'une discontinuité orientée N140, entre une microplaque Provence et une microplaque Briançonnais. C'est, selon Guyoton, la paléosubduction de cette microplaque Briançonnais qui serait mise en évidence sous la plaine du Pô, avec un pendage de 70° jusqu'à plus de 200 km de profondeur. Dans les modélisations de Guyoton, il ne fait aucun doute qu'il existe un contraste de vitesse au niveau asthénosphérique entre la microplaque Adriatique (plus rapide) et la plaque Eurasie — ou la microplaque Briançonnais ? — (plus lente), contraste évalué à 5 %. Plus discutable est en revanche l'anisotropie détectée par Guyoton dans la lithosphère subcrustale (axe rapide orienté N140, axe lent orienté N50).

Le travail de Guyoton, pour soigné qu'il fût, souffrait de ce qu'il traitait le problème par une approche directe, donc avec un a priori sur la structure — ce qui, paradoxalement, faisait la force de cette modélisation. Nous reprenons ici le traitement des temps d'arrivée téléseismiques en utilisant une inversion 3 D. Plus objective, cette approche risque en revanche de fournir un résultat plus « lisse », puisqu'aucune géométrie n'est imposée. C'est cependant la seule solution envisageable si l'on veut obtenir une image 3 D du système lithosphère-asthénosphère sous les Alpes occidentales.

## 2. LES DONNÉES

Nous avons sélectionné les téléseismes situés à plus de 20° de distance épacentrale qui avaient été enregistrés en plus de cinq stations du réseau avec des débuts extrêmement nets fournissant des sens de déviation cohérents. Pour ces téléseismes à début exceptionnellement impulsif, les incertitudes sur les temps d'arrivée, lus directement (sans intercorrélation), sont de l'ordre de 0,05 s (fig. 1.47). Depuis que le réseau est pleinement opérationnel (début 1994), trois à quatre séismes par mois satisfont à ces critères. La table 1.6 donne les caractéristiques des 201 événements que nous avons utilisés.

On rejette ainsi les nombreux téléseismes dont les débuts émergents posent en général des problèmes, même si l'on essaie de traiter les signaux correspondants par des techniques d'intercorrélation. Si de telles techniques sont envisageables lorsqu'on observe une bonne cohérence des formes d'onde téléseismiques sur parfois plus de 1 000 km de distance (Evans & Achauer, 1992), les Alpes occidentales forment une zone tectonique complexe où les intercorrélations sont plus délicates à mettre en œuvre : il faut alors décider, au cours du traitement d'un événement, de l'abandon du signal de référence lorsque la forme d'onde est par trop modifiée, et du remplacement de celui-



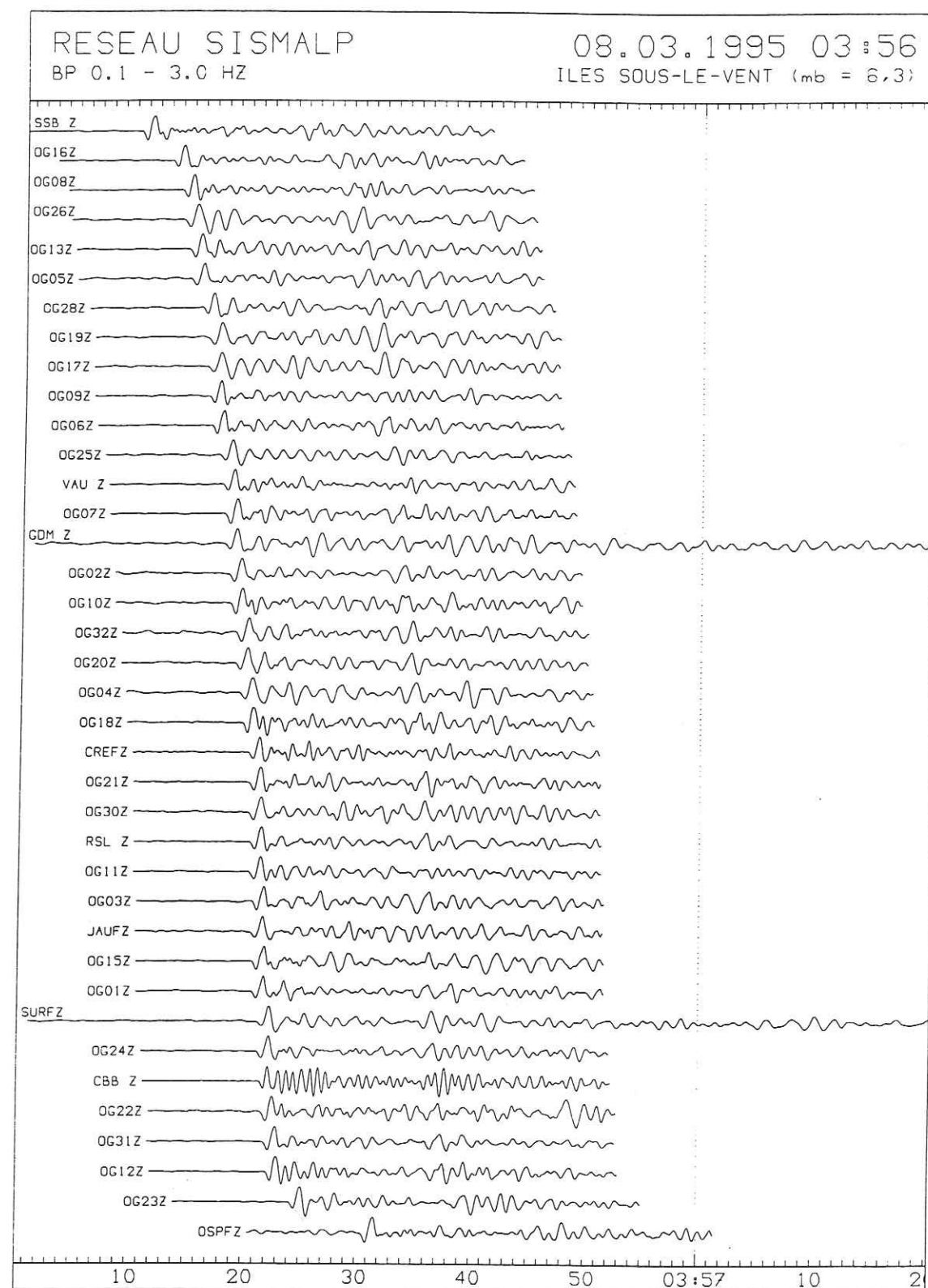


FIG. 1.47. — Exemple de l'enregistrement sur le réseau Sismalp d'un séisme des îles Sous-le-Vent (8 mars 1995 à 3 h 46 UTC,  $m_b = 6.3$ ).

Date et heure UTC	Lat. (° N)	Long. (° E)	Prof. (km)	$m_b$	Az (°)	$\Delta$ (°)	$I$ (°)
16.09.1989 02:05:08.9	40.337	51.533	55	6.4	81.6	33.5	28.0
19.10.1989 09:49:57.2	49.937	78.972	0	6.0	56.5	47.8	24.7
10.03.1990 10:15:03.9	50.907	157.243	51	5.7	17.9	81.4	16.6
12.05.1990 04:50:08.7	49.037	141.847	606	6.5	28.0	78.8	16.6
27.07.1990 12:37:59.5	-15.355	167.463	126	6.4	33.9	146.5	5.0
03.08.1990 09:15:06.1	47.963	84.962	33	6.0	56.7	52.2	23.6
20.08.1990 00:03:52.7	46.188	142.288	309	5.9	29.1	81.3	16.3
16.10.1990 06:13:13.7	49.043	155.077	83	6.0	19.9	82.5	16.2
17.10.1990 14:30:13.1	-10.970	-70.777	599	6.7	253.0	88.5	14.6
25.10.1990 04:53:59.9	35.122	70.487	114	6.0	77.9	49.1	24.2
19.12.1990 13:48:22.6	52.618	160.717	22	5.9	15.3	80.4	16.8
05.04.1991 04:19:49.5	-5.982	-77.093	20	6.5	261.3	89.6	14.7
01.05.1991 07:18:43.9	62.477	-151.413	114	6.1	349.5	71.6	18.9
03.05.1991 20:19:38.8	42.683	43.247	10	5.3	81.8	26.5	29.4
09.06.1991 07:45:02.1	-20.252	-176.218	266	6.1	5.9	155.4	4.2
10.06.1991 17:35:49.4	23.772	-45.368	10	6.1	261.0	46.8	25.0
12.06.1991 20:11:35.0	42.788	143.328	109	5.7	30.4	84.6	15.6
23.06.1991 21:22:28.9	-26.802	-63.348	558	6.4	237.5	95.5	14.3
08.07.1991 21:14:22.1	53.162	159.885	42	5.4	15.9	79.8	17.0
13.07.1991 12:15:13.3	48.738	154.933	41	5.7	20.2	83.2	16.1
14.07.1991 09:09:11.9	36.333	71.118	213	6.4	76.3	48.8	24.1
19.07.1991 21:31:50.1	-14.913	167.288	88	4.9	33.8	146.0	5.1
20.07.1991 11:48:47.1	54.565	-161.653	33	5.8	353.1	80.3	16.9
06.08.1991 02:17:31.6	3.827	95.373	18	6.0	88.1	86.5	15.2
14.08.1991 12:53:26.0	54.388	-169.297	275	5.7	357.5	81.1	16.4
17.08.1991 19:29:40.0	40.235	-124.348	12	6.0	324.4	84.6	15.7
19.09.1991 01:41:48.0	48.818	154.870	35	5.6	20.5	82.7	16.2
08.10.1991 03:31:15.6	45.587	149.048	146	6.0	25.4	84.0	15.7
19.10.1991 21:23:14.3	30.780	78.773	10	6.5	77.8	57.0	22.4
25.10.1991 10:39:01.3	43.302	144.352	98	5.7	29.3	84.8	15.5
28.10.1991 21:50:34.9	37.628	72.213	86	5.1	74.6	48.5	24.4
27.11.1991 05:03:31.3	48.237	154.807	28	5.9	20.6	83.2	16.1
28.11.1991 17:19:55.5	36.923	49.603	16	5.6	88.4	33.2	28.1
07.12.1991 16:34:54.9	45.422	151.553	44	5.6	23.7	84.8	15.6
09.12.1991 01:02:46.5	29.543	81.632	29	5.6	77.1	59.9	21.7
09.12.1991 09:23:04.8	37.207	-24.353	10	5.3	261.9	23.5	31.7
13.12.1991 05:45:29.0	45.567	151.530	26	6.0	23.7	84.8	15.6
13.12.1991 19:55:09.5	45.435	151.270	48	5.9	23.9	85.0	15.6
17.12.1991 06:38:17.3	47.393	151.498	157	5.8	23.0	83.2	15.9
23.12.1991 13:10:04.9	45.853	151.962	24	6.0	23.5	84.6	15.7
11.01.1992 06:16:55.9	9.312	86.963	22	5.7	89.9	76.9	17.7
12.01.1992 04:58:39.0	-19.303	167.823	32	4.5	36.3	149.9	4.6
17.01.1992 00:15:27.1	52.928	159.702	43	5.5	16.0	79.9	16.9
24.01.1992 05:04:47.3	35.515	74.528	47	5.4	75.4	51.5	23.7
30.01.1992 05:22:01.4	24.958	63.142	29	5.5	94.2	49.5	24.2
07.02.1992 06:35:25.9	52.912	159.532	48	5.4	16.1	79.9	16.9
09.02.1992 22:01:58.4	48.013	152.968	123	5.6	21.8	83.0	16.0

TABLE 1.6. — Téléséismes utilisés pour l'inversion. Localisations du National Earthquake Information Center (NEIC).



Date et heure UTC	Lat. (° N)	Long. (° E)	Prof. (km)	$m_b$	Az (°)	$\Delta$ (°)	$I$ (°)
17.02.1992 00:01:56.6	79.192	124.482	10	5.9	12.4	51.0	23.9
03.03.1992 01:18:31.2	-14.383	167.178	148	5.9	33.7	145.4	5.2
03.03.1992 03:11:44.0	44.242	149.058	21	5.8	25.7	85.2	15.5
12.03.1992 00:03:42.2	52.970	170.933	24	5.7	9.4	81.7	16.5
09.04.1992 21:14:31.9	52.478	160.322	45	5.4	15.8	80.4	16.8
15.04.1992 01:32:09.9	24.315	94.898	116	5.6	73.4	72.1	18.8
25.04.1992 18:06:04.2	40.368	-124.317	15	6.3	324.3	84.1	15.8
26.04.1992 11:18:25.7	40.378	-124.575	22	6.5	324.6	84.3	15.8
15.05.1992 08:08:02.9	41.018	72.428	50	5.7	70.2	47.4	24.7
21.05.1992 04:59:57.5	41.603	88.813	0	6.5	61.7	57.6	22.3
25.05.1992 16:55:04.1	19.613	-77.872	23	6.3	280.3	72.4	18.8
10.07.1992 09:31:27.5	44.695	149.482	20	6.2	25.4	85.1	15.5
13.07.1992 18:11:33.7	-3.918	-76.602	97	6.1	262.0	87.6	15.0
23.07.1992 21:48:11.0	52.978	158.772	110	5.4	16.6	79.7	16.9
16.08.1992 14:49:08.0	-3.083	84.945	33	5.7	100.4	84.0	15.8
19.08.1992 00:57:40.2	50.502	-174.922	10	6.2	23.4	85.1	15.5
19.08.1992 03:12:04.9	42.107	73.263	21	6.0	68.7	47.2	24.8
24.08.1992 03:04:37.7	24.382	123.602	26	5.2	54.0	90.3	14.7
24.08.1992 06:59:39.9	41.977	140.660	121	6.2	32.5	84.4	15.6
25.08.1992 01:27:12.3	47.717	153.562	63	5.5	21.7	83.4	16.0
28.08.1992 18:18:46.4	.965	-13.562	16	6.3	208.0	47.3	24.8
01.09.1992 16:41:13.3	23.748	121.685	54	6.0	55.7	89.8	14.7
11.09.1992 03:57:26.5	-6.087	26.652	11	6.7	154.8	54.0	23.2
16.09.1992 04:23:16.1	11.645	93.590	149	5.3	83.7	79.9	16.8
28.09.1992 11:40:53.3	-19.203	169.043	142	5.2	35.2	150.3	4.6
30.09.1992 09:42:50.9	51.148	-178.175	14	5.8	3.0	84.5	15.7
01.10.1992 05:02:34.1	51.123	-177.997	15	5.9	2.7	84.3	15.8
11.10.1992 19:24:26.2	-19.247	168.948	129	6.4	35.3	150.5	4.6
01.11.1992 01:12:56.6	-14.875	166.700	59	5.2	35.1	145.7	5.2
10.11.1992 21:08:56.4	53.883	160.688	54	5.6	15.4	79.3	17.1
11.11.1992 01:27:36.0	-17.057	168.557	234	5.3	34.0	148.4	4.9
23.11.1992 23:11:06.7	38.620	72.635	41	5.6	73.1	48.4	24.5
06.12.1992 03:44:29.9	37.810	72.185	128	5.5	74.2	48.8	24.3
19.12.1992 12:14:22.0	51.907	158.412	53	6.1	17.0	80.5	16.8
07.01.1993 07:42:26.3	.137	-16.972	10	5.7	211.6	49.1	24.4
02.02.1993 16:05:14.1	42.218	86.132	33	5.7	62.2	55.8	22.7
09.02.1993 14:25:38.9	45.708	141.938	307	5.6	29.7	81.7	16.2
13.02.1993 21:19:36.0	51.720	176.447	33	5.3	6.4	83.6	16.0
15.02.1993 12:02:13.4	-20.040	169.187	46	5.1	35.7	151.2	4.6
27.02.1993 18:38:10.0	49.842	156.193	35	5.4	19.3	82.1	16.4
10.03.1993 21:56:27.8	48.383	152.987	141	5.5	21.7	82.4	16.2
25.03.1993 07:08:18.9	41.800	143.467	34	5.8	30.5	85.5	15.4
18.04.1993 09:16:23.2	-11.652	-76.530	106	6.0	256.5	92.9	14.4
02.05.1993 02:09:25.8	-17.352	-14.500	10	5.6	202.2	64.9	20.7
13.05.1993 11:59:49.2	55.177	-160.458	32	6.4	352.5	79.7	17.0
25.05.1993 23:16:43.4	55.022	-160.513	37	6.2	352.4	79.7	17.0
04.06.1993 01:32:11.1	19.035	-26.395	10	5.2	236.3	37.7	27.1

TABLE 1.6. – Suite.

Date et heure UTC	Lat. (° N)	Long. (° E)	Prof. (km)	$m_b$	Az (°)	$\Delta$ (°)	$I$ (°)
12.06.1993 20:33:25.7	51.258	157.692	44	5.9	17.7	80.9	16.7
27.06.1993 11:56:11.0	51.247	158.913	41	5.6	17.1	81.3	16.6
02.07.1993 04:11:04.5	71.512	-11.422	10	5.3	347.9	27.8	28.9
15.07.1993 00:51:13.1	46.678	152.577	32	5.7	22.7	83.9	15.9
23.07.1993 11:50:06.7	36.437	70.417	272	5.2	76.6	48.2	24.2
09.08.1993 11:38:30.5	36.437	70.712	204	5.8	76.5	48.4	24.2
23.08.1993 10:01:42.7	-14.302	167.213	197	4.8	33.7	145.4	5.2
04.09.1993 08:30:56.6	-16.167	-176.732	388	5.4	5.7	151.2	4.6
04.09.1993 11:38:38.9	36.428	70.812	195	5.9	76.4	48.5	24.2
11.09.1993 04:55:33.4	42.003	142.582	58	5.7	31.1	84.9	15.6
29.09.1993 09:48:48.2	-18.917	167.462	35	5.4	36.8	149.6	4.7
29.09.1993 22:25:48.6	18.067	76.452	7	6.3	90.7	63.4	21.0
05.10.1993 01:59:56.6	41.667	88.695	0	5.9	61.9	57.3	22.4
24.10.1993 07:52:15.6	16.755	-98.717	21	6.3	292.1	88.3	14.9
11.11.1993 00:28:33.5	50.200	-177.447	19	6.3	2.4	85.2	15.5
13.11.1993 01:18:04.1	51.933	158.647	34	6.5	17.0	80.6	16.8
17.11.1993 11:18:51.6	51.817	158.658	33	6.1	16.9	80.7	16.7
20.11.1993 19:24:53.8	60.025	-153.003	116	5.6	349.3	73.8	18.4
25.11.1993 20:24:00.7	.963	-13.263	10	5.7	207.4	47.1	24.9
28.12.1993 22:20:47.5	49.357	155.613	54	5.1	19.8	82.2	16.3
30.12.1993 14:24:04.5	44.735	78.793	15	5.7	62.9	49.7	24.2
31.12.1993 04:41:48.1	9.648	-70.700	35	5.4	267.9	74.2	18.4
09.01.1994 21:29:02.0	48.502	154.502	66	5.9	20.7	82.9	16.1
10.01.1994 15:53:49.6	-13.310	-69.387	589	6.4	250.7	89.6	14.5
02.02.1994 02:54:18.6	-13.862	171.250	602	4.8	27.3	146.3	5.0
06.02.1994 08:59:47.3	-13.567	167.153	204	5.0	33.4	144.9	5.3
14.02.1994 11:14:25.1	51.937	158.998	33	5.7	16.7	80.5	16.8
23.02.1994 08:02:05.3	30.868	60.613	10	6.1	89.4	44.0	25.7
09.03.1994 23:28:07.7	-17.767	-178.502	564	6.6	10.4	152.6	4.4
12.03.1994 01:49:03.0	-14.327	171.008	612	5.3	28.2	146.9	5.0
24.03.1994 17:11:24.3	50.543	150.348	450	5.2	22.2	80.0	16.5
03.05.1994 16:36:45.5	10.297	-60.795	51	5.7	261.1	66.7	20.2
07.05.1994 08:31:36.2	52.927	160.105	35	5.7	15.8	79.9	16.9
29.05.1994 14:11:51.7	20.540	94.152	42	6.2	76.8	74.2	18.4
31.05.1994 17:41:55.8	7.433	-72.060	13	6.3	267.4	76.8	17.8
10.06.1994 06:25:58.0	41.570	88.702	0	5.7	61.8	57.5	22.3
30.06.1994 09:23:21.6	36.252	71.082	233	6.1	76.5	48.7	24.1
13.07.1994 11:45:25.9	-7.497	127.923	185	6.4	72.0	117.5	5.9
21.07.1994 18:36:31.7	42.302	132.892	473	6.4	37.2	80.9	16.2
21.07.1994 18:55:58.7	41.188	132.353	515	5.7	38.1	81.5	16.0
29.07.1994 00:17:48.6	52.393	-168.298	33	5.9	356.8	83.1	16.1
02.08.1994 14:17:54.8	52.393	158.107	170	5.8	17.1	80.0	16.8
08.08.1994 21:08:31.9	24.717	95.222	127	6.0	72.8	72.1	18.8
19.08.1994 10:02:51.8	-26.653	-63.378	565	6.4	237.5	95.4	14.3
28.08.1994 15:02:19.1	17.025	-95.827	69	5.4	290.2	86.2	15.3
01.09.1994 15:15:53.2	40.407	-125.648	10	6.6	325.3	84.7	15.7
04.10.1994 19:16:28.3	43.723	147.452	33	5.9	27.1	85.2	15.5

TABLE 1.6. – Suite.



Date et heure UTC	Lat. (° N)	Long. (° E)	Prof. (km)	$m_b$	Az (°)	$\Delta$ (°)	$I$ (°)
07.10.1994 02:36:07.0	43.605	147.278	33	6.1	27.4	85.1	15.5
07.10.1994 03:25:57.8	41.573	88.680	0	5.9	61.8	57.5	22.3
08.10.1994 09:54:37.2	43.880	148.157	29	5.9	26.6	85.3	15.5
09.10.1994 07:55:38.0	43.898	147.905	23	6.5	26.8	85.2	15.5
09.10.1994 08:07:04.6	43.675	148.070	42	5.9	26.9	85.3	15.5
09.10.1994 08:48:54.9	43.818	148.068	35	5.8	27.0	85.2	15.5
09.10.1994 12:24:22.8	43.880	147.330	46	5.8	27.2	85.0	15.6
16.10.1994 05:10:03.3	45.740	149.222	139	6.3	25.1	83.9	15.8
18.10.1994 17:12:51.4	43.553	147.123	66	6.1	27.4	85.2	15.5
09.11.1994 18:21:03.4	43.523	147.188	61	6.1	27.4	85.1	15.5
21.11.1994 02:21:38.6	-15.040	167.200	201	5.6	34.7	145.7	5.2
26.11.1994 06:11:10.2	-20.095	169.103	36	5.5	35.6	151.3	4.6
29.11.1994 20:32:44.9	-20.075	168.898	33	5.2	36.3	151.1	4.6
29.12.1994 15:29:26.2	40.732	142.137	33	5.7	32.1	85.6	15.4
06.01.1995 22:37:37.9	40.227	142.242	57	6.7	32.4	86.4	15.2
07.01.1995 02:36:08.7	40.263	142.412	48	6.2	32.3	86.1	15.3
13.01.1995 03:12:59.8	43.102	147.070	33	5.8	27.9	85.6	15.4
21.01.1995 08:47:29.9	43.335	146.717	63	6.5	27.8	85.2	15.5
29.01.1995 01:20:11.1	36.978	71.552	107	5.2	75.7	48.6	24.3
12.02.1995 20:13:37.2	59.437	-153.127	111	5.5	349.2	74.2	18.3
14.02.1995 20:47:41.1	43.992	148.098	37	5.9	26.6	85.0	15.6
23.02.1995 21:03:02.0	35.038	32.267	15	5.8	106.6	22.2	33.6
08.03.1995 03:45:59.7	16.555	-59.573	15	6.3	265.2	61.5	21.4
11.03.1995 15:21:10.7	44.008	148.132	33	6.0	26.6	85.1	15.5
14.03.1995 17:33:50.7	54.793	-161.295	33	6.1	352.9	80.2	16.9
26.03.1995 05:21:19.0	54.822	-161.413	33	5.8	352.9	80.0	16.9
26.03.1995 05:57:11.6	54.857	-161.363	33	5.3	352.9	79.8	17.0
01.04.1995 05:50:20.6	52.278	159.133	47	5.9	16.6	80.2	16.9
05.04.1995 02:23:42.8	-14.160	168.480	33	4.8	32.2	145.9	5.1
17.04.1995 23:28:08.3	45.903	151.288	34	6.1	23.8	84.3	15.7
18.04.1995 05:23:58.7	45.807	151.483	33	5.7	23.8	84.3	15.8
28.04.1995 16:30:00.7	44.058	148.055	29	6.6	26.7	85.1	15.6
28.04.1995 17:08:43.0	44.090	148.122	33	6.2	26.7	84.7	15.6
29.04.1995 04:35:26.0	43.958	147.980	33	5.4	26.7	85.0	15.6
02.05.1995 03:54:08.4	43.257	147.353	50	5.6	27.7	85.7	15.4
06.05.1995 01:59:07.5	25.007	95.335	122	6.4	72.5	72.0	18.8
09.05.1995 09:54:20.1	25.260	95.137	92	5.2	72.5	71.7	18.9
15.05.1995 04:05:58.0	41.665	88.822	0	6.1	61.7	57.6	22.3
18.05.1995 00:06:26.7	.950	-21.995	10	6.2	218.0	50.5	24.0
18.05.1995 14:31:14.2	44.323	147.582	104	5.7	26.9	84.5	15.6
29.05.1995 10:21:34.2	52.682	142.825	33	5.3	25.5	75.7	18.0
01.06.1995 15:35:29.3	-19.700	169.302	115	5.0	34.6	150.5	4.6
25.07.1995 15:13:26.7	10.693	-41.212	10	5.4	245.1	53.1	23.4
26.07.1995 09:09:50.9	-16.168	-175.047	235	5.0	2.8	151.3	4.6
27.07.1995 05:51:17.9	-12.578	79.237	10	6.2	110.9	87.0	15.1
01.08.1995 02:10:39.8	46.342	153.903	33	5.6	22.1	84.3	15.8
16.08.1995 01:22:38.2	-23.567	178.963	540	5.1	18.4	157.8	3.6

TABLE 1.6. – Suite.

Date et heure UTC	Lat. (° N)	Long. (° E)	Prof. (km)	$m_b$	Az (°)	$\Delta$ (°)	$I$ (°)
17.08.1995 00:59:57.8	41.587	88.782	0	6.0	61.8	57.5	22.3
17.08.1995 23:14:19.4	36.465	71.157	239	5.4	76.4	48.6	24.1
04.09.1995 04:19:51.5	-15.143	167.428	124	5.2	34.0	146.1	5.1
06.09.1995 22:48:52.6	14.982	-94.252	33	5.8	287.9	86.8	15.2
11.09.1995 12:21:37.6	-13.707	167.153	200	4.8	33.9	144.9	5.3
26.09.1995 17:45:38.6	48.235	153.057	136	5.3	21.7	82.8	16.1
07.10.1995 16:09:19.5	-14.503	167.182	226	4.8	34.7	145.2	5.3
08.10.1995 08:55:49.9	40.988	72.118	48	5.9	70.5	47.1	24.9
23.10.1995 03:58:08.3	-14.352	167.207	200	5.2	34.3	145.1	5.2
01.11.1995 12:29:28.7	42.992	80.305	33	5.5	64.2	51.6	23.7
24.11.1995 17:24:12.5	44.542	149.092	33	6.1	25.8	84.9	15.6
27.11.1995 15:52:58.3	44.518	149.137	33	6.0	25.9	85.0	15.6
31.12.1995 07:26:13.7	53.877	160.613	55	6.0	15.2	79.1	17.1

TABLE 1.6. – Suite et fin.

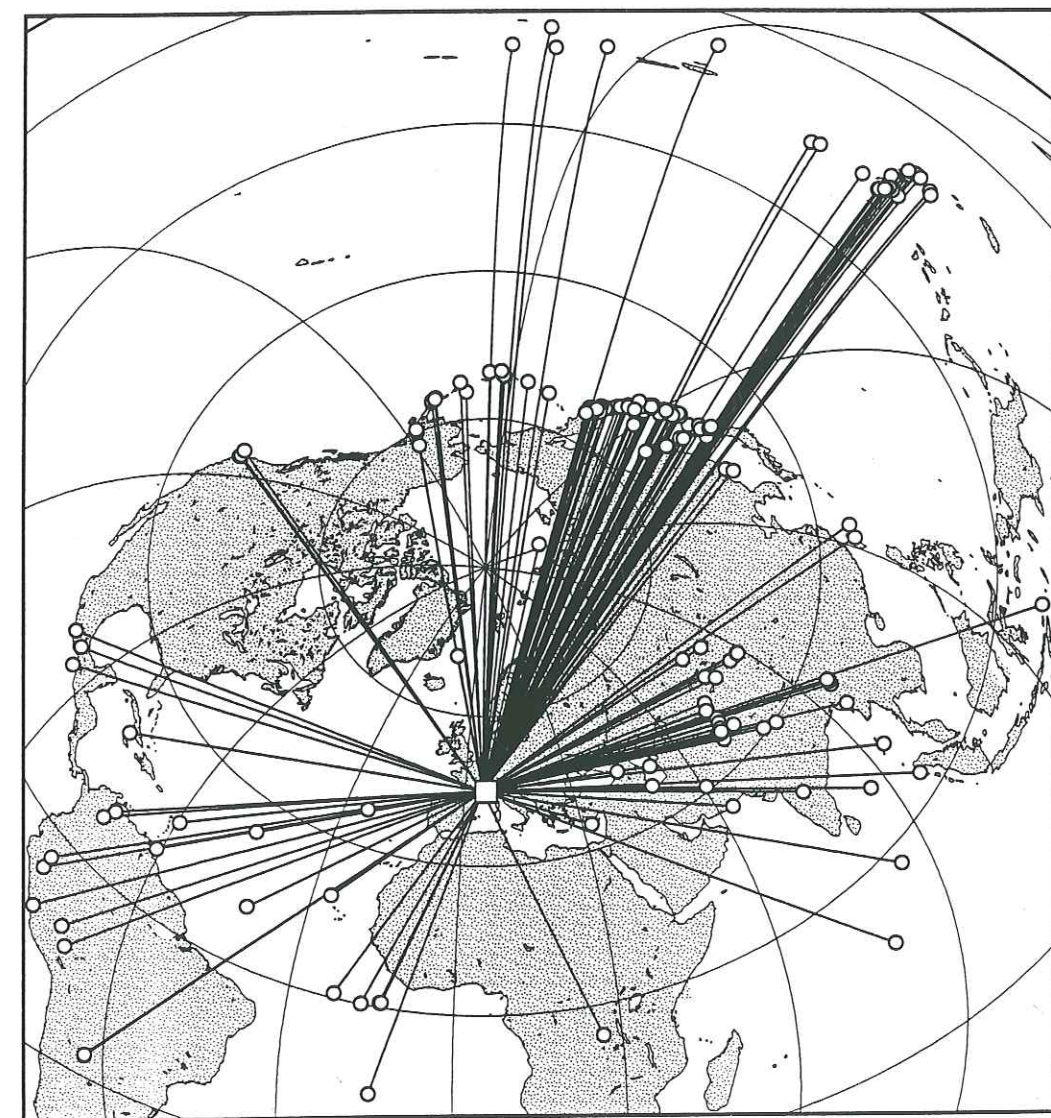


FIG. 1.48. – Projection azimutale équidistante centrée sur 45° N - 6° E montrant la couverture azimutale des séismes de la TABLE 1.6.



ci par un autre pour pouvoir continuer à progresser. Sept années d'observation permettent en fait d'être plus exigeant en ne sélectionnant que les meilleures données, tri beaucoup plus délicat à effectuer lorsqu'une campagne d'enregistrement ne dure que quelques mois.

Pour ces 201 événements, les magnitudes  $m_b$  sont comprises entre 4,5 et 6,7 ; les distances épicentrales sont situées dans les deux domaines 22–95° et 117–155° (phases *P* et *PKIKP*), ce qui fournit des angles d'incidence entre 31 et 5°. La couverture azimutale présente encore des lacunes importantes, en particulier vers le sud (fig. 1.48). Aux temps d'arrivée provenant des stations du réseau Sismalp, nous avons adjoint les données de plusieurs autres stations : la station de Cadarache (CDR) gérée par le Bureau d'évaluation des risques sismiques pour la sûreté des installations nucléaires (Beressin), et sept autres stations gérées par l'Istituto Geofisico e Geodetico (IGG) de Gênes. Nous disposons au total de cinquante stations et de 4 192 temps d'arrivée.

### 3. CALCUL ET TRAITEMENT DES RÉSIDUS

Les résidus (temps d'arrivée observé – temps d'arrivée calculé) ont été calculés pour chaque séisme et chaque station avec le programme Distazres d'Evans (Evans, 1986), qui utilise le modèle de Terre standard de Herrin (1968) et les temps de propagation correspondants pour les phases *P* et *PKIKP*.

Bien que nous ayons choisi d'utiliser au sous-chapitre 5 la méthode d'inversion d'Aki, Christoffersson et Husebye (méthode ACH), la plus ancienne et peut-être la plus robuste des techniques de tomographie sismique (Aki *et al.*, 1976 ; Aki *et al.*, 1977), la présence dans les données de valeurs erronées – même peu nombreuses – peut affecter le résultat final de façon spectaculaire (Evans & Achauer, 1992). Pour traiter de façon automatique les résidus calculés, éliminer les valeurs erronées (qualité X), et déterminer pour chaque séisme une qualité allant de A (excellente qualité) à C (qualité moyenne), le programme Badres adopte d'algorithme suivant :

#### lexique

- séisme* : un des téléseismes sélectionnés
- station* : une des stations du réseau
- résidu* : résidu pour une station donnée et un séisme donné
- moyenne* : moyenne d'une distribution de résidus
- EcartType* : écart-type d'une distribution de résidus
- RésiduMin* : valeur-seuil en deçà de laquelle on considère le résidu comme normal (prise égale à 0,5 s)
- temps* : pour un séisme donné, temps d'arrivée disponible en une station
- NbTemps* : pour un séisme donné, nombre total de temps d'arrivée disponibles
- NbX* : pour un séisme donné, nombre de temps d'arrivée affectés d'une qualité X (rejet du temps d'arrivée)
- VieuxFichier* : fichier original contenant les temps d'arrivée
- NouveauFichier* : nouveau fichier contenant les temps d'arrivée

#### algorithme d'analyse des résidus

```

début
  pour chaque séisme faire
    début
      pour chaque résidu faire
        si station n'est pas affectée d'une qualité X alors
          prendre en compte résidu pour calculer moyenne
      pour chaque station faire
        résidu ← résidu - moyenne
    fin
  pour chaque station faire
    début
      calculer moyenne et EcartType des résidus pour l'ensemble des séismes
      pour chaque séisme faire
        début
          résidu ← résidu - moyenne
          si résidu > 3 * EcartType et résidu > RésiduMin alors
            cocher résidu comme étant anormal
        fin
    fin
  pour chaque séisme faire
    début
      lire les NbTemps temps dans VieuxFichier
      NbX ← 0
      pour chaque temps faire
        si résidu correspondant est anormal alors
          début
            attribuer à temps une qualité X
            NbX ← NbX + 1
          fin
      pour chaque temps faire
        début
          si NbTemps > 10 + 10 * NbX alors
            attribuer à temps une qualité A
          sinon si NbTemps > 10 * NbX alors
            attribuer à temps une qualité B
          sinon
            attribuer à temps une qualité C
            écrire temps dans NouveauFichier
        fin
    fin
fin

```

Cet algorithme se compose de trois boucles : la première calcule la moyenne des résidus pour chaque séisme et la retranche des résidus calculés ; la deuxième applique le même calcul à chaque station pour déterminer les résidus erronés ; la troisième relit le fichier original de temps d'arrivée et crée un nouveau fichier dans lequel les temps erronés sont rejetés. (Ils sont affectés d'une qualité X.) Bien que notre sélection de départ



nous garantissons des données que nous considérons comme de qualité égale, nous avons voulu donner au bout du compte plus de poids aux données relatives à certains téléseismes lorsque ceux-ci avaient été enregistrés par plusieurs dizaines de stations de façon apparemment très cohérente. Cette décision peut paraître discutable, mais elle correspond à ce que l'on aurait tendance à faire naturellement en donnant un poids faible à des données peu abondantes (comme c'est effectivement le cas en 1989 ou 1990, au début de l'installation du réseau Sismalp).

La présence dans les données de temps erronés est difficile à comprendre, puisque la sélection de départ devait en principe en être exempte. Lorsque les données Sismalp sont rapatriées, un contrôle de la bonne synchronisation de l'horloge-maître (au LGIT) avec l'horloge-esclave (sur le terrain) est effectué automatiquement. Si une désynchronisation excédant 20 ms est détectée – ce qui arrive parfois lorsque la réception des signaux horaires sur le terrain est mauvaise –, on garde en mémoire le fait que le ou les signaux correspondants ont des temps douteux. La sélection de départ exclut bien sûr de telles données. Il se pourrait malgré tout que certains événements soient affectés de temps erronés parce que la synchronisation est mauvaise au moment de leur déclenchement, sans que ce problème soit détecté au moment de la transmission si la synchronisation est à nouveau correcte.

Le rejet par le programme Badres de certains temps d'arrivée considérés comme erronés est assez critique : dans le cas d'une importante variation azimutale, une station peut enregistrer une majorité de téléseismes dans un secteur azimutal donné et seulement quelques rares téléseismes dans d'autres secteurs azimutaux, et il ne s'agit pas de rejeter les temps correspondants. En ne considérant comme erronés que les résidus situés à plus de trois fois l'écart-type, Badres minimise ce type de risque. Quelques passages successifs du programme permettent au bout du compte d'obtenir une base de données pondérée et épurée : sur les 4 192 temps disponibles, 67 sont rejetés, 118 sont affectés d'une qualité C, et 304 d'une qualité B. Les 3 703 temps restants sont considérés comme étant d'excellente qualité.

Toute inversion, quelque sophistiquée qu'elle soit, ne remplacera jamais à nos yeux un examen soigneux des données brutes, c'est-à-dire ici des résidus. Le report en carte des diagrammes azimutaux de résidus est ici très révélateur (figs 1.49 & 1.50). Pour chaque station, on trace un cercle de base (résidu nul) et l'on détermine le résidu moyen correspondant à un secteur azimutal donné. Les résidus positifs (retards) sont représentés en grisés vers l'intérieur du cercle de base, les résidus négatifs (avances) étant représentés en noir vers l'extérieur. La figure 1.49 fait ainsi clairement apparaître plusieurs zones.

À l'est, pour des stations situées en Italie dans le massif de Dora-Maira, ainsi qu'en France dans le Mercantour, on observe une avance importante (résidus inférieurs à - 1,5 s par endroits). On retrouve là l'un des résultats de Cattaneo & Eva (1990) et de Guyoton (1991), mieux contraint ici car la transition vers l'ouest de cette zone rapide est particulièrement marquée : la station RSP, à l'ouest de Turin, située au voisinage de cette limite, présente en direction de l'ouest des résidus négatifs, tandis que les deux stations voisines OG24 et LSD (à l'ouest et au nord respectivement) ne sont déjà plus affectées par la zone rapide. On peut noter également que la station LNS (fig. 1.50a), pour laquelle Hoang-Trong (1969) et Poupinet (1976) avaient tous deux observé une avance importante

pour les rais provenant de l'est, occupait une position stratégique au voisinage de cette zone rapide. Il est remarquable que la station voisine OG24, située quelques kilomètres plus au sud-ouest, ne révèle aucune anomalie dans le secteur est.

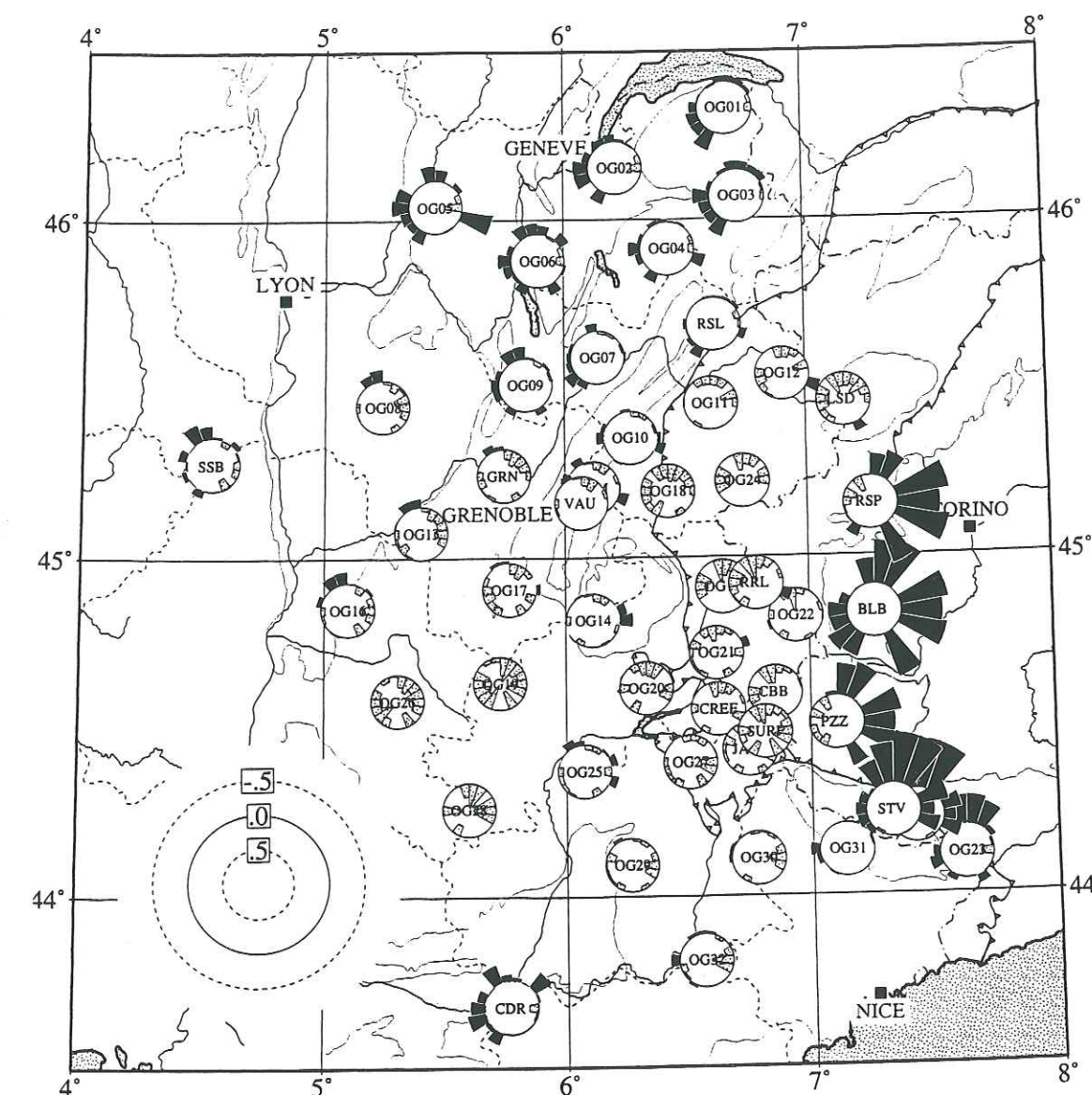


FIG. 1.49. – Carte des diagrammes azimutaux. Pour chaque station, on détermine le résidu moyen correspondant à un secteur azimutal donné (ici de largeur égale à 20°). Les résidus positifs (retards) sont représentés en grisés vers l'intérieur du cercle de base du diagramme, les résidus négatifs (avances) étant représentés en noir vers l'extérieur du diagramme. Un résidu positif qui atteint le centre du diagramme correspond à une valeur de + 1 s ; un résidu négatif qui atteint, par rapport au centre du diagramme, un rayon double de celui du cercle de base correspond à une valeur de - 1 s.

Dans le domaine pennique, ainsi que dans une large partie sud du domaine externe (*grosso modo* entre Isère et Verdon), les résidus sont positifs et correspondent donc à des retards. Les retards les plus importants sont observés pour les stations OG19, OG26 et OG28 (près d'une seconde), qui sont précisément situées au cœur de la fosse vocontienne où la sédimentation est particulièrement importante.



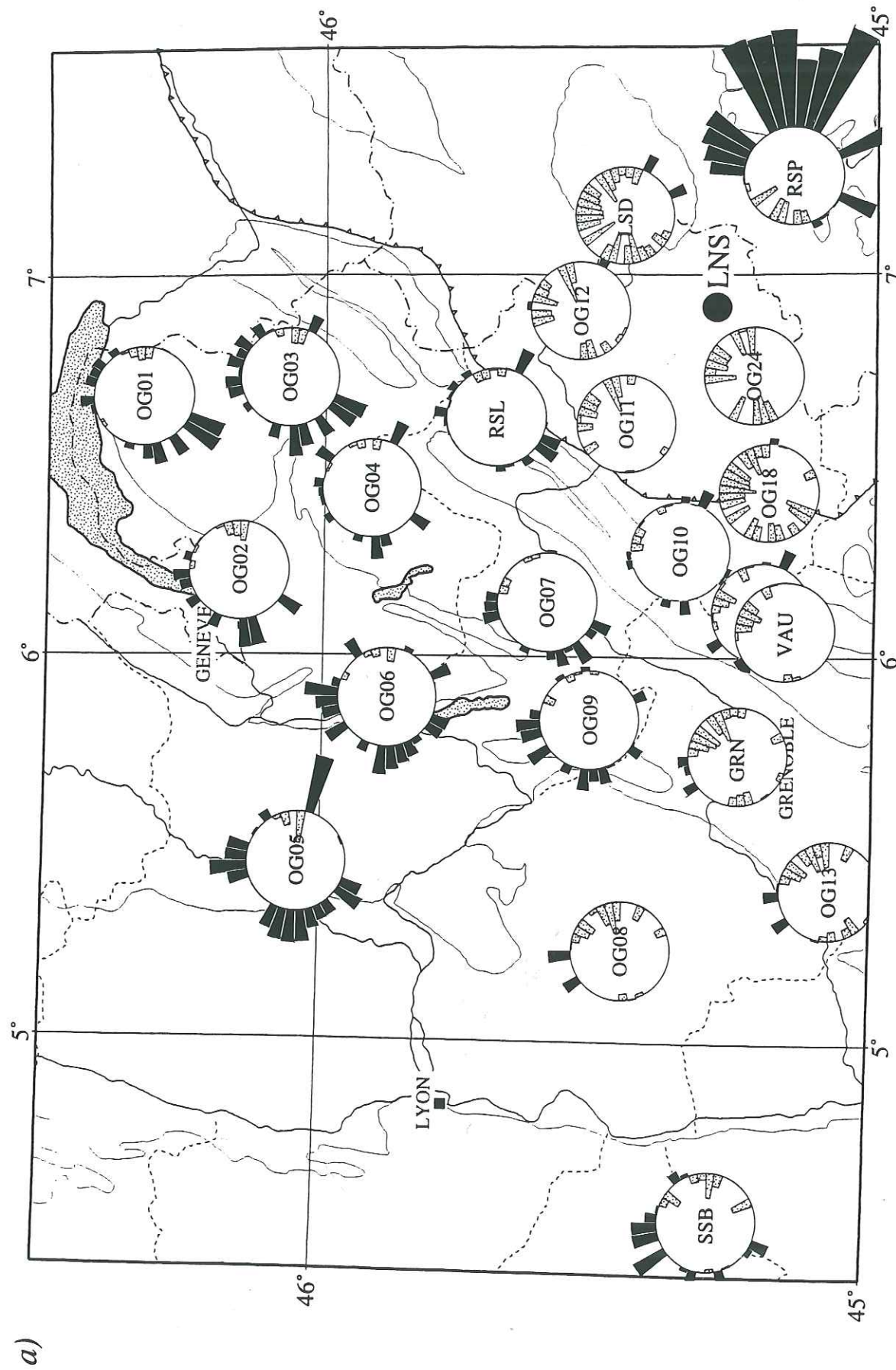


FIG. 1.50. — Carte des diagrammes azimutaux. Même légende que FIG. 2.49, mais avec des secteurs azimutaux plus étroits (10°). (a) = Alpes du Nord ; (b) = Alpes du Sud.

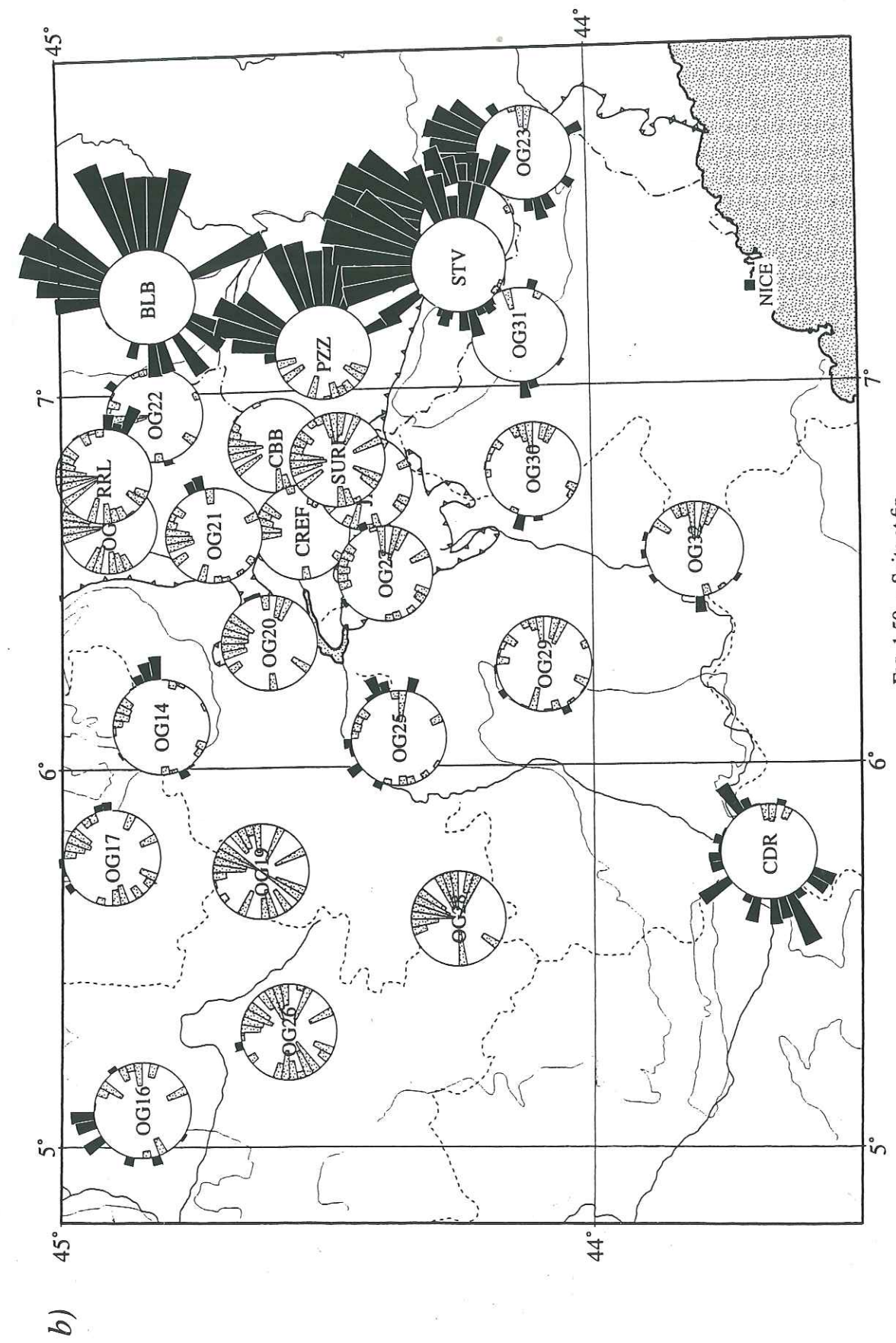


FIG. 1.50. — Suite et fin.



La partie nord-ouest de la zone d'étude, du Massif central aux Préalpes, est caractérisée par des résidus majoritairement négatifs (inférieurs à - 0,5 s par endroits). La transition entre cette zone rapide et la zone lente examinée précédemment est localement très nette, sans que des différences de sédimentation, d'altitude ou d'épaisseur de croûte puissent être invoquées. On peut ainsi comparer, sur la figure 1.50a, le retard observé à la station GRN, dans le sud de la Chartreuse, à l'avance des stations OG09 (nord de la Chartreuse) et OG07 (sud des Bauges). Ces trois stations se trouvent pourtant dans un contexte tectonique très similaire, à quelques kilomètres en avant du massif de Belledonne.

Les rapides transitions que nous venons de décrire entre les différentes zones, par leur caractère d'anomalies de courte longueur d'onde, sont autant d'indices d'une localisation crustale d'hétérogénéités sismiques. Bien sûr, cela n'exclut pas pour autant une composante mantellique, en particulier pour la zone piémontaise et padane où des résidus inférieurs à - 1,5 s sont difficiles à expliquer par une hétérogénéité purement crustale.

#### 4. PARAMÈTRES DU MODÈLE

Le modèle de vitesse initial utilisé pour l'inversion comprend 8 couches de 25 km d'épaisseur chacune, soit un peu moins que la distance moyenne entre stations (30–40 km). Les deux premières couches ont des vitesses de 6 et 6,5 km.s<sup>-1</sup> ; dans les six couches sous-jacentes, une vitesse de 8 km.s<sup>-1</sup> a été prise uniformément jusqu'à la base du modèle (200 km de profondeur).

Le modèle est centré sur le point de coordonnées 45° N – 6° E. Chaque couche est formée de 100 blocs de dimension 30 km dans les deux directions nord-sud et est-ouest. La superficie couverte par le modèle est donc de 90 000 km<sup>2</sup> (300 km par 300 km). Le modèle totalise 800 blocs.

Le programme ThreeDDLs utilisé pour l'inversion (Evans & Achauer, 1992) effectue un tracé de rais dans ce modèle pour déterminer quels sont les blocs qui ont été atteints par les différents rais téléseismiques. Si 8 rais au moins ont traversé un bloc donné, celui-ci est pris en compte dans l'inversion.

#### 5. RÉSULTATS DE L'INVERSION

**5.1. Résultats bruts.** – Les résultats bruts de l'inversion sont présentés à la table 1.7. Sur les 800 blocs du modèles, 703 ont été atteints par des rais, et 590 ont été pris en compte dans l'inversion. On observe en moyenne 51 rais par bloc (56 en moyenne pour la couche 2 ; 46 pour la couche 8). À l'intérieur de chaque couche, ce nombre peut varier de façon importante : ainsi, à côté de plusieurs blocs situés en bordure du modèle et qui ne se trouvent traversés par aucun rai, la couche 1 comporte-t-elle un bloc traversé par près de 300 rais.

Couche 1 (0–25 km)									
0	0	0	37 2.3 ± 0.8	0	79 0.0 ± 1.0	160 5.0 ± 0.9	41 1.8 ± 1.0	0	0
0	0	0	73 -0.4 ± 0.9	89 3.0 ± 1.0	20 0.4 ± 1.0	206 8.6 ± 1.0	20 1.5 ± 1.0	0	0
0	0	0	0	66 -0.7 ± 1.2	85 1.5 ± 0.9	120 7.3 ± 0.8	53 0.3 ± 1.0	0	0
10 1.0 ± 1.1	103 0.7 ± 0.9	8 -0.9 ± 1.0	66 -3.2 ± 0.8	148 3.6 ± 1.0	64 2.3 ± 1.0	53 -1.4 ± 1.0	56 -1.4 ± 1.1	139 1.6 ± 0.9	0
5	6	1	83 -2.6 ± 0.9	87 -6.0 ± 1.0	122 0.8 ± 0.9	179 -4.3 ± 0.8	30 -4.9 ± 1.4	111 4.6 ± 0.9	0
0	0	75 -0.1 ± 0.9	2	112 -3.4 ± 0.9	90 -2.2 ± 0.9	136 -3.5 ± 0.9	189 -2.7 ± 0.8	93 15.3 ± 1.0	0
0	0	13 -5.3 ± 1.1	103 -4.8 ± 1.0	93 -6.3 ± 0.9	58 -3.6 ± 0.9	163 -6.2 ± 0.8	297 -3.7 ± 0.8	60 13.5 ± 1.2	0
0	0	0	59 -9.1 ± 1.1	54 -6.6 ± 1.3	96 -1.1 ± 0.9	177 -3.0 ± 0.8	83 -9.9 ± 1.0	217 11.6 ± 0.8	46 -1.9 ± 1.4
0	0	0	2	0	93 -3.3 ± 0.9	30 1.4 ± 1.2	82 2.2 ± 0.9	46 -12.3 ± 1.0	81 2.8 ± 0.8
0	0	0	1	157 3.8 ± 1.0	0	57 -0.2 ± 0.8	0	0	0

Couche 2 (25–50 km)									
0	0	0	42 -1.0 ± 0.9	11 0.6 ± 1.2	76 2.0 ± 1.1	87 5.1 ± 1.1	80 -2.0 ± 1.1	0	0
0	0	4	34 1.6 ± 1.0	76 -0.6 ± 1.1	25 1.3 ± 1.1	139 -0.9 ± 1.1	8 0.9 ± 1.2	0	0
0	0	4	33 -1.7 ± 1.0	89 -0.1 ± 1.0	107 0.6 ± 1.1	130 -1.3 ± 1.1	95 1.2 ± 1.1	76 -0.6 ± 1.0	0
12 -0.3 ± 1.1	86 0.5 ± 0.9	11 0.8 ± 0.8	62 -1.5 ± 0.9	102 -4.2 ± 1.1	129 -0.5 ± 1.0	133 -2.4 ± 1.1	69 5.3 ± 1.0	165 -4.1 ± 1.0	1
9 0.9 ± 1.2	3	9 -2.8 ± 1.3	88 -1.4 ± 1.1	116 2.3 ± 1.2	107 -1.9 ± 1.0	177 0.5 ± 1.1	111 -0.5 ± 1.1	104 16.3 ± 1.2	12 8.1 ± 0.8
0	3	70 -4.3 ± 1.0	37 0.1 ± 1.1	173 1.3 ± 1.1	104 -0.3 ± 1.1	152 -1.9 ± 1.1	187 -0.9 ± 1.0	100 6.9 ± 1.1	10 1.2 ± 1.0
0	0	21 -3.1 ± 1.0	101 -0.9 ± 1.0	101 -4.6 ± 1.1	101 -5.4 ± 1.2	180 -3.2 ± 1.0	249 -5.4 ± 1.0	85 13.8 ± 1.0	0
0	0	5	10 -2.9 ± 1.2	63 -2.5 ± 1.0	133 1.1 ± 1.1	85 -3.0 ± 1.1	102 -3.2 ± 1.1	176 7.9 ± 1.0	124 4.2 ± 0.9
0	0	0	2	4	68 -0.7 ± 1.1	64 -5.6 ± 1.0	76 -5.2 ± 1.1	46 -0.1 ± 1.0	52 -5.2 ± 1.1
0	0	0	12 3.2 ± 1.3	146 0.6 ± 1.1	28 2.1 ± 0.9	59 -1.4 ± 1.0	13 -4.1 ± 1.1	0	0

TABLE 1.7. – Résultats de l'inversion téléseismique (modèle centré sur le point de coordonnées 45° N – 6° E). Sont indiqués, pour chaque bloc, le nombre de rais ayant atteint le bloc, l'anomalie de vitesse (exprimée en %), ainsi que l'erreur sur cette anomalie.



Couche 3 (50-75 km)									
0	0	3	48 0.5 ± 1.0	40 2.3 ± 1.1	71 -4.1 ± 1.3	100 -1.9 ± 1.1	89 -0.4 ± 1.1	17 2.1 ± 0.9	0
0	0	9 2.4 ± 1.4	21 -0.8 ± 1.1	72 1.4 ± 1.2	68 -2.9 ± 1.2	159 -0.2 ± 1.2	46 -0.4 ± 1.3	1	0
0	1	6	40 -0.6 ± 1.1	83 -1.6 ± 1.1	106 -2.1 ± 1.1	78 1.8 ± 1.2	96 -1.5 ± 1.2	91 -4.6 ± 1.1	19 5.8 ± 1.1
9 2.1 ± 1.1	79 -1.8 ± 1.0	31 2.7 ± 1.0	59 -0.5 ± 1.1	79 -1.5 ± 1.2	136 -2.9 ± 1.2	143 -1.6 ± 1.1	82 -8.8 ± 1.2	95 -1.4 ± 1.1	21 8.7 ± 1.3
11 -2.4 ± 1.2	4	49 0.2 ± 1.1	74 -1.0 ± 1.2	98 0.6 ± 1.1	101 -0.2 ± 1.2	107 -4.3 ± 1.2	168 -3.6 ± 1.1	92 3.5 ± 1.2	28 24.2 ± 1.3
3	7	55 -1.5 ± 1.2	88 2.0 ± 1.0	98 -2.3 ± 1.2	107 2.1 ± 1.1	146 1.7 ± 1.1	145 -3.2 ± 1.1	109 -1.6 ± 1.2	21 15.8 ± 1.2
0	5	17 -1.3 ± 1.0	97 -4.9 ± 1.1	67 -1.0 ± 1.1	82 4.2 ± 1.2	165 -0.8 ± 1.2	229 -0.8 ± 1.1	151 3.9 ± 1.2	22 -0.6 ± 1.3
0	0	7	8 -4.9 ± 1.0	61 -1.8 ± 1.1	81 -0.7 ± 1.1	83 -0.1 ± 1.1	99 -2.6 ± 1.2	149 9.0 ± 1.1	155 7.5 ± 1.1
0	0	1	2 1.4 ± 1.3	14 -4.2 ± 1.2	23 2.1 ± 1.1	70 -3.8 ± 1.2	48 -1.0 ± 1.2	48 1.1 ± 1.4	17
0	0	0	12 2.8 ± 1.2	106 -1.4 ± 1.0	42 -0.1 ± 1.1	15 -4.8 ± 1.1	17 -2.2 ± 1.1	5	1

Couche 4 (75-100 km)									
0	0	3	40 3.9 ± 1.3	60 -0.4 ± 1.0	70 -2.1 ± 1.2	87 -6.3 ± 1.2	82 0.5 ± 1.1	30 1.8 ± 1.0	2
0	1	6	8 0.5 ± 1.2	42 2.8 ± 1.2	79 3.5 ± 1.2	85 0.4 ± 1.1	95 0.8 ± 1.1	19 0.8 ± 1.3	0
1	44 3.9 ± 1.1	10 0.6 ± 1.2	38 -1.5 ± 1.1	101 0.1 ± 1.1	112 0.1 ± 1.1	88 0.7 ± 1.1	104 -4.5 ± 1.2	106 -0.3 ± 1.1	28 2.6 ± 1.2
7	56 -5.3 ± 1.1	40 -1.2 ± 1.1	73 -1.9 ± 1.1	86 -1.6 ± 1.2	119 1.4 ± 1.1	134 -2.5 ± 1.1	81 -1.8 ± 1.1	83 1.8 ± 1.1	27 14.6 ± 1.2
5	5	44 1.3 ± 1.1	55 -0.7 ± 1.2	102 -1.8 ± 1.2	117 0.0 ± 1.1	96 -2.4 ± 1.2	163 -6.3 ± 1.1	99 1.0 ± 1.1	24 10.7 ± 1.3
5	9 -3.3 ± 1.3	23 -0.0 ± 1.1	82 -0.2 ± 1.1	98 -2.4 ± 1.2	65 -3.5 ± 1.2	140 -2.5 ± 1.1	188 0.7 ± 1.0	92 5.9 ± 1.2	26 7.8 ± 1.3
1	8 -2.1 ± 1.4	10 -0.7 ± 1.1	29 -2.9 ± 1.0	71 1.1 ± 1.2	89 3.6 ± 1.1	135 0.6 ± 1.1	164 -0.9 ± 1.1	160 5.2 ± 1.1	91 9.9 ± 1.2
0	2	6	9 -4.0 ± 1.1	29 -0.5 ± 1.2	57 0.9 ± 1.1	86 2.3 ± 1.2	104 -0.5 ± 1.2	97 -8.1 ± 1.1	134 7.6 ± 1.2
0	1	4	9 0.0 ± 0.8	96 -1.7 ± 1.2	22 -1.4 ± 1.2	53 2.1 ± 1.1	63 -0.0 ± 1.1	26 1.9 ± 1.3	13 -2.0 ± 1.3
0	0	2	10 1.2 ± 1.2	98 -4.3 ± 1.2	38 -0.5 ± 1.1	30 -1.8 ± 1.0	19 -2.1 ± 1.2	13 0.8 ± 1.5	4

TABLE 1.7. - Suite.

Couche 5 (100-125 km)									
0	1	3	14 -0.1 ± 0.8	39 -0.7 ± 1.1	69 -2.1 ± 1.0	75 -1.8 ± 1.2	64 0.7 ± 1.2	39 0.2 ± 1.3	15 1.7 ± 1.1
0	3	9 2.6 ± 1.1	18 1.9 ± 1.1	42 0.9 ± 1.0	104 -2.2 ± 1.1	81 1.1 ± 1.3	115 -3.8 ± 1.2	105 -3.4 ± 1.2	6
8 4.4 ± 1.2	45 -1.0 ± 1.0	19 2.0 ± 1.1	58 -3.7 ± 1.2	78 0.7 ± 1.1	128 2.8 ± 1.2	121 0.6 ± 1.1	87 1.6 ± 1.1	139 -2.1 ± 1.1	37 -2.6 ± 1.2
4	13 -4.2 ± 0.9	27 1.2 ± 1.1	73 0.8 ± 1.1	104 0.9 ± 1.2	114 1.3 ± 1.1	142 2.2 ± 1.1	148 -1.1 ± 1.1	91 2.2 ± 1.2	23 1.8 ± 1.3
4	4	25 -0.4 ± 1.2	54 -2.3 ± 1.2	122 -2.3 ± 1.2	132 0.7 ± 1.1	115 1.2 ± 1.1	179 0.6 ± 1.1	100 2.0 ± 1.1	39 -1.7 ± 1.2
7	8 0.6 ± 1.3	22 -1.4 ± 1.2	71 -4.2 ± 1.2	113 -3.0 ± 1.2	104 0.5 ± 1.2	159 1.2 ± 1.1	188 2.3 ± 1.1	92 6.7 ± 1.2	28 6.3 ± 1.3
4	9 -1.4 ± 1.2	12 0.8 ± 1.1	31 -2.1 ± 1.1	65 -3.5 ± 1.2	106 -3.3 ± 1.1	126 -0.3 ± 1.1	116 -0.1 ± 1.1	115 2.8 ± 1.1	147 -0.1 ± 1.1
0	4	3	14 -0.3 ± 1.1	16 0.0 ± 1.2	51 -1.5 ± 1.2	71 1.1 ± 1.1	92 -5.3 ± 1.2	80 3.0 ± 1.2	81 4.4 ± 1.2
1	4	3	10 0.2 ± 1.2	96 -1.0 ± 1.1	53 0.1 ± 1.1	45 0.6 ± 1.2	47 -0.7 ± 1.2	21 1.3 ± 1.2	5
0	0	5	8 0.1 ± 1.1	19 -2.9 ± 1.1	20 -3.1 ± 1.2	43 0.4 ± 1.2	19 -5.3 ± 1.2	5	4

Couche 6 (125-150 km)									
0	2	2	14 0.5 ± 0.9	14 2.7 ± 1.3	82 -0.9 ± 1.2	70 -2.0 ± 1.2	75 -2.5 ± 1.2	34 -2.8 ± 1.2	19 -2.4 ± 1.3
1	5	12 2.5 ± 1.0	36 -1.0 ± 1.1	24 2.4 ± 1.2	96 -3.5 ± 1.2	70 1.1 ± 1.1	91 -3.0 ± 1.1	118 0.1 ± 1.1	23 -2.3 ± 1.2
9 7.3 ± 1.1	41 -1.9 ± 1.1	11 1.1 ± 1.3	60 -0.4 ± 1.2	65 0.4 ± 1.2	127 -1.3 ± 1.1	154 -0.8 ± 1.2	91 2.5 ± 1.2	98 -0.3 ± 1.1	48 -4.3 ± 1.3
2	15 -2.5 ± 1.1	25 1.8 ± 1.2	80 -0.3 ± 1.2	96 -0.4 ± 1.1	113 -2.1 ± 1.2	84 -1.6 ± 1.2	143 1.5 ± 1.1	93 -2.3 ± 1.2	36 -0.3 ± 1.3
1	7	21 -1.6 ± 1.2	97 0.2 ± 1.2	93 0.1 ± 1.2	139 -0.4 ± 1.1	123 -0.5 ± 1.1	127 0.3 ± 1.1	82 3.6 ± 1.2	67 6.0 ± 1.1
4	7	20 -3.6 ± 1.1	61 -1.2 ± 1.3	85 -1.3 ± 1.1	117 -0.0 ± 1.1	144 -0.4 ± 1.1	178 1.9 ± 1.1	109 3.5 ± 1.2	64 1.4 ± 1.3
6	10 -1.6 ± 1.1	14 -1.3 ± 1.2	24 -2.0 ± 1.2	60 -2.3 ± 1.2	67 -0.7 ± 1.2	86 -0.9 ± 1.2	91 -1.4 ± 1.2	89 5.3 ± 1.2	162 4.4 ± 1.1
3	9 -3.1 ± 1.3	9 0.2 ± 1.1	17 -2.0 ± 1.2	20 1.3 ± 1.2	37 -2.3 ± 1.2	52 0.2 ± 1.2	62 -1.1 ± 1.2	59 3.2 ± 1.1	42 1.1 ± 1.2
1	4	5	11 1.9 ± 1.0	59 1.5 ± 1.1	69 1.5 ± 1.1	33 -0.2 ± 1.1	38 -1.9 ± 1.1	19 -1.4 ± 1.1	12 1.8 ± 1.2
0	2	9 -2.2 ± 1.2	7 -0.2 ± 1.1	19 -2.4 ± 1.3	8 -2.7 ± 1.2	37 -0.4 ± 1.3	27 0.8 ± 1.1	9	5

TABLE 1.7. - Suite.



Couche 7 (150–175 km)									
0	3	3	16	15	72	66	87	39	38
			-0.7 ± 1.2	2.7 ± 1.2	-0.1 ± 1.2	-1.9 ± 1.3	-0.1 ± 1.2	-2.9 ± 1.3	-3.4 ± 1.2
7	28	13	37	31	79	88	60	113	44
	1.2 ± 1.1	1.5 ± 1.2	-0.0 ± 1.1	0.3 ± 1.3	-2.2 ± 1.2	-2.7 ± 1.1	-1.4 ± 1.2	1.1 ± 1.2	-5.0 ± 1.2
4	32	27	44	89	105	144	93	92	60
	1.3 ± 1.3	0.4 ± 1.2	1.3 ± 1.2	-3.8 ± 1.2	-1.7 ± 1.2	-0.3 ± 1.1	-6.1 ± 1.1	-1.3 ± 1.1	-0.3 ± 1.1
3	20	20	50	78	119	114	141	84	62
	-0.9 ± 1.0	3.8 ± 1.2	-0.8 ± 1.0	-4.7 ± 1.2	-3.1 ± 1.1	-3.0 ± 1.2	2.7 ± 1.2	3.2 ± 1.1	1.1 ± 1.2
4	13	27	65	89	89	129	145	90	43
	-0.2 ± 1.3	0.2 ± 1.2	0.1 ± 1.2	-0.7 ± 1.1	-0.7 ± 1.1	-2.5 ± 1.2	3.2 ± 1.1	7.8 ± 1.2	5.5 ± 1.3
6	6	20	19	75	93	113	149	112	116
		-4.4 ± 1.2	4.4 ± 1.3	-0.2 ± 1.2	-2.0 ± 1.1	-0.8 ± 1.1	0.6 ± 1.1	1.6 ± 1.1	2.6 ± 1.1
6	3	15	23	45	37	76	86	65	118
		-0.6 ± 1.1	-2.7 ± 1.1	1.1 ± 1.2	2.1 ± 1.2	-1.5 ± 1.2	2.9 ± 1.2	5.7 ± 1.2	3.9 ± 1.1
5	6	10	14	41	62	28	49	58	49
		2.0 ± 1.1	-2.2 ± 1.2	-3.1 ± 1.2	2.4 ± 1.2	-0.9 ± 1.1	0.8 ± 1.1	1.8 ± 1.1	7.2 ± 1.2
2	2	7	13	37	69	26	24	11	15
			-0.2 ± 1.1	2.7 ± 1.3	-2.4 ± 1.1	-0.0 ± 1.1	-0.2 ± 1.1	1.0 ± 1.2	-0.9 ± 1.2
0	5	10	5	21	9	18	17	11	2
		-3.4 ± 1.0		-2.3 ± 1.2	-1.5 ± 1.2	0.8 ± 1.1	-1.7 ± 1.2	-1.0 ± 1.1	

Couche 8 (175–200 km)									
1	3	4	18	17	62	56	84	74	31
			-0.7 ± 1.3	-0.5 ± 1.3	2.8 ± 1.2	-3.5 ± 1.2	-0.2 ± 1.1	-3.0 ± 1.1	-3.1 ± 1.3
7	28	32	33	42	109	106	56	116	65
	2.5 ± 1.1	-2.0 ± 1.3	5.0 ± 1.3	1.7 ± 1.2	-3.6 ± 1.1	-3.7 ± 1.1	-3.8 ± 1.2	-1.1 ± 1.2	-1.4 ± 1.1
1	4	25	28	74	83	121	119	85	67
		2.3 ± 1.3	-0.9 ± 1.3	-0.3 ± 1.1	-3.6 ± 1.2	-9.0 ± 1.1	0.0 ± 1.0	4.3 ± 1.1	8.4 ± 1.1
4	19	19	52	56	129	125	137	103	72
	-0.2 ± 1.3	2.5 ± 1.3	2.9 ± 1.1	-1.1 ± 1.2	-3.3 ± 1.1	-4.1 ± 1.0	0.1 ± 1.0	5.9 ± 1.1	13.0 ± 1.2
6	17	25	49	84	95	104	157	144	32
	2.5 ± 1.3	0.4 ± 1.3	-4.3 ± 1.2	-4.0 ± 1.1	-4.3 ± 1.1	-2.5 ± 1.0	1.9 ± 1.0	8.1 ± 1.0	4.4 ± 1.4
6	5	14	28	68	78	98	119	87	120
		0.8 ± 1.3	-0.4 ± 1.2	-4.0 ± 1.2	-1.0 ± 1.2	-3.1 ± 1.1	3.2 ± 1.1	2.1 ± 1.1	11.9 ± 1.1
8	3	13	19	21	29	61	89	65	53
-0.0 ± 1.3		1.0 ± 1.3	3.7 ± 1.2	0.9 ± 1.3	-1.7 ± 1.3	-0.4 ± 1.2	-1.4 ± 1.1	10.4 ± 1.2	-0.9 ± 1.3
4	8	16	19	33	96	21	45	35	45
	-0.6 ± 1.3	0.1 ± 1.3	-1.2 ± 1.3	2.4 ± 1.2	-0.5 ± 1.1	-3.8 ± 1.3	0.6 ± 1.2	7.1 ± 1.2	2.0 ± 1.1
4	3	5	12	13	45	22	20	19	11
			1.8 ± 1.4	-0.7 ± 1.3	-0.3 ± 1.3	-6.4 ± 1.3	-0.4 ± 1.3	2.4 ± 1.4	-0.2 ± 1.2
2	6	8	8	17	12	15	19	16	8
		-3.1 ± 1.0	0.2 ± 1.3	-4.1 ± 1.3	-1.9 ± 1.3	-0.9 ± 1.3	-3.9 ± 1.3	3.0 ± 1.4	-2.7 ± 1.2

TABLE 1.7. – Suite et fin.

La table 1.7 détaille aussi, pour chaque bloc pris en compte dans l'inversion, l'anomalie de vitesse correspondante (exprimée en %), ainsi que l'erreur sur cette anomalie (également exprimée en %). En moyenne sur l'ensemble du modèle, celle-ci est de l'ordre de 0,8 %. D'une certaine manière, ce paramètre est une mesure de la résolution : celle-ci serait ainsi meilleure dans les couches supérieures (erreur sur l'anomalie de vitesse égale en moyenne à 0,5 % dans la couche 1) que dans les couches inférieures (1,0 % pour la couche 8). Cependant, les auteurs qui ont procédé à des simulations analytiques d'expériences tomographiques – en calculant, pour un modèle de vitesse perturbé par des anomalies, les résidus observés, puis en inversant ces données synthétiques – obtiennent parfois une résolution bien moindre dans la première couche que dans le reste du modèle (cf. par exemple Cattaneo & Eva, 1990).

La variance des résidus avant inversion était égale à 0,42 s<sup>2</sup> (soit un écart quadratique moyen de 0,65 s) ; le modèle de la table 1.7 fournit une variance résiduelle de 0,048 s<sup>2</sup> (écart quadratique moyen résiduel de 0,25 s). L'amélioration de la variance est ainsi proche de 90 %.

Les anomalies de vitesse sont comprises entre - 12,3 % (couche 1) et + 24,2 % (couche 3). D'une façon générale, ce sont les couches 1 et 3 (0–25 km et 50–75 km) qui sont les plus hétérogènes, alors que la tranche de profondeur 100–175 km présente les anomalies les moins fortes (par exemple, anomalies de - 4,3 à + 7,3 % seulement dans la couche 6).

**5.2. Lissage des résultats.** – Les anomalies extrémales de - 12,3 % et de + 24,2 % mentionnées à la section 5.1 doivent être considérées avec précaution, car chacune d'elles est relative à un bloc unique – qui plus est situé en bordure du modèle –, sans que les blocs contigus ne présentent d'aussi fortes anomalies. L'examen de la table 1.7 montre même que, dans la couche 1, les anomalies de vitesse pour les blocs qui jouxtent la forte anomalie négative de - 12,3 % sont toutes positives. Dans la couche 3, l'environnement de l'anomalie positive (+ 24,2 %) est moins critique, car au sud comme au nord, au-dessus comme au-dessous, on retrouve des anomalies positives de vitesse, même si les valeurs y sont en moyenne moitié moindres. La valeur de + 24,2 % est cependant peu réaliste, car elle correspondrait à une vitesse de près de 10 km.s<sup>-1</sup>, difficilement concevable dans ce domaine de profondeur (50–75 km). Les erreurs calculées par ThreeDDLs et commentées à la section 5.1 semblent ainsi assez optimistes.

Pour faciliter l'interprétation des résultats, nous avons adopté un algorithme de lissage qui permet de déterminer l'anomalie de vitesse en un point (x, y, z) du modèle à partir des anomalies calculées pour des blocs situés à proximité. Ce krigeage est en outre nécessaire pour pouvoir procéder à des coupes de direction quelconque dans le modèle (cf. ss-chap. 6).

#### lexique

*anomalie* : anomalie de vitesse (exprimée en %) que l'on cherche à déterminer en un point quelconque (x, y, z) du modèle

*vitesse* : vitesse théorique au point (x, y, z), calculée par interpolation du modèle de vitesse initial (avant inversion)



*diagonale* : dans la couche dans laquelle se situe le point (x, y, z), longueur de la diagonale d'un bloc

*nœud* : centre d'un bloc quelconque du modèle

*VitesseInitNœud* : vitesse donnée par le modèle initial pour le nœud considéré

*AnomalieNœud* : anomalie de vitesse (exprimée en %) calculée par le programme d'inversion pour chaque bloc, et affectée au nœud du bloc

*DistanceAuNœud* : distance entre le point (x, y, z) et le nœud considéré

*DistanceMax* : distance maximale de lissage (prise par défaut égale à *diagonale*)

*poids* : poids attribué à chaque nœud pour calculer *vitesse* et *anomalie*

*SommePoids* : somme des poids

**algorithme** de calcul de l'anomalie de vitesse en un point quelconque

**début**

*anomalie* ← 0

*vitesse* ← 0

*SommePoids* ← 0

**pour** chaque nœud faire

**si** *DistanceAuNœud* ≤ *DistanceMax* et *AnomalieNœud* disponible **alors**

**début**

*poids* ← 1 - *DistanceAuNœud* / *DistanceMax*

*SommePoids* ← *SommePoids* + *poids*

*vitesse* ← *vitesse* + *VitesseInitNœud* \* *poids*

*anomalie* ← *anomalie* + *AnomalieNœud* \* *VitesseInitNœud* \* *poids*

**fin**

**si** *SommePoids* ≥ (*DistanceMax* / *diagonale*)<sup>2</sup> **alors** *anomalie* ← *anomalie* / *vitesse*

**fin**

Dans cet algorithme, l'élément important est celui de la distance maximale de lissage, prise par défaut égale à la longueur de la diagonale d'un bloc, dans la couche où se trouve situé le point (x, y, z). Chaque nœud du modèle est successivement examiné, et, s'il se trouve en deçà de la distance maximale de lissage, l'anomalie de vitesse qui lui est affectée est prise en compte avec un poids variant linéairement avec la distance (poids 1 pour une distance nulle ; poids 0 pour une distance égale à la distance maximale de lissage). L'anomalie n'est finalement calculée que si la somme des poids est suffisante, afin d'éviter une extrapolation déraisonnable du modèle.

Pour les Alpes, le modèle utilisé est simple car les blocs sont tous de même taille. La longueur de la diagonale d'un bloc est de 49 km. Les nœuds sont espacés de 25 km verticalement, et de 30 km horizontalement. Lorsqu'on se trouve à une limite de couche, en un point commun à 8 blocs, les anomalies aux 8 nœuds sont chacune prises en compte avec un poids égal à 0,50. Les nœuds des autres blocs situés dans le même domaine de profondeur sont tous situés au-delà de la distance maximale de lissage. En revanche, les 8 blocs situés juste au-dessus ou au-dessous contribuent au calcul de l'anomalie avec un poids égal à 0,12. Si l'on se trouve en un nœud, l'anomalie du nœud est prise en compte avec un poids égal à 1,00 ; celles des nœuds adjacents situés à la même profondeur avec un poids égal à 0,39 ; celles des nœuds situés sur la même verticale juste au-dessus ou au-dessous avec un poids égal à 0,49.

Ce lissage présente indéniablement l'inconvénient de faire disparaître certaines anomalies de très courte longueur d'onde, situées en particulier dans la croûte. (Une tomographie crustale utilisant les séismes proches devrait prochainement permettre d'obtenir une bien meilleure résolution dans la croûte.) Un second reproche que l'on pourrait faire à l'algorithme ci-dessus est que les erreurs estimées par le programme ThreeDDLs ne sont pas prises en compte dans le poids affecté à chaque nœud. Néanmoins, celles-ci présentant une grande homogénéité à l'intérieur d'une couche ou d'une couche à l'autre, cette prise en compte ne modifierait pas sensiblement les images obtenues.

**5.3. Stabilité des résultats.** — Les résultats de l'inversion sont très peu dépendants du modèle de vitesse initial utilisé. Des tests ont été réalisés avec des modèles comprenant un nombre de couches ou une répartition d'épaisseurs légèrement différents, sans que des variations significatives soient observées après lissage. À l'inverse, un déplacement d'ensemble du modèle d'un demi-bloc vers le nord-ouest ou le sud-est peut décaler de plusieurs kilomètres (toujours après lissage) certaines zones de transition entre anomalies positives et négatives.

La figure 1.51 montre l'effet de tels décalages de 15 km du centre du modèle (croix) sur l'inversion de la couche 1. Dans cet exemple, seules les stations du réseau Sismalp ont été utilisées, avec un nombre réduit de téléseismes (environ 150), ce qui permet de tester la fiabilité des résultats sur les bordures du modèle. On peut par exemple comparer les anomalies légèrement négatives trouvées sous le massif de Dora-Maira aux fortes anomalies positives fournies à cet endroit par le modèle final (fig. 1.52 ou fig. 1.55), qui incorpore les données des stations italiennes précisément situées dans cette zone anormale. Dans les données utilisées pour les inversions de la figure 1.51, seule la station de Tende (Alpes-Maritimes) présentait des résidus fortement négatifs, et l'inversion chargeait logiquement le voisinage de cette station d'une importante anomalie de vitesse positive.

En revanche, la zone à plus forte vitesse située dans le nord du modèle est toujours présente sur la figure 1.55. Il est vrai qu'elle présente dans le premier cas (fig. 1.51) un contraste de vitesse plus important que dans le second (fig. 1.55), mais ce phénomène est accentué ici par une échelle de couleur légèrement différente entre les deux figures. Inversement, il serait illusoire d'accorder du poids, dans la figure 1.51, à l'anomalie légèrement positive nord-sud qui s'étire le long du 6<sup>e</sup> méridien, anomalie non visible sur la figure 1.55.

En conclusion, il conviendra donc d'être prudent lors de l'interprétation : quoi qu'on fasse, la géométrie de détail présentée par telle couche ou telle coupe n'est de toute façon significative qu'à une douzaine de kilomètres près, valeur correspondant au double de la longueur d'onde des phénomènes observés (6 km pour un front d'onde téléseismique se propageant dans la croûte et observé sur des capteurs de fréquence propre égale à 1 Hz).



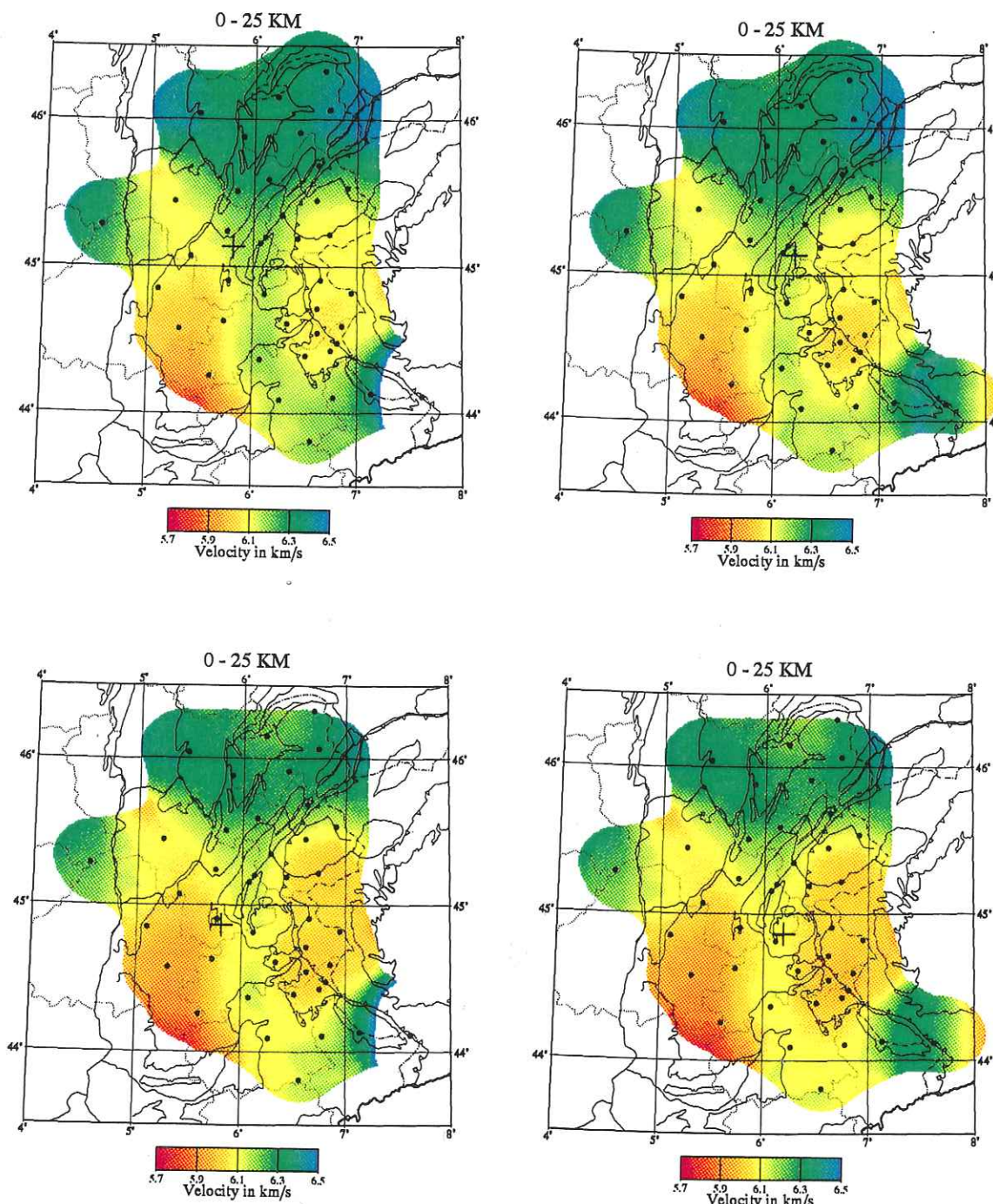


FIG. 1.51. — Stabilité des résultats pour la première couche du modèle lorsque le centre du modèle (croix) est déplacé de 15 km, en est-ouest comme en nord-sud (cf. texte).

## 6. DISCUSSION

**6.1. Résultats en couches.** — La figure 1.52 montre, pour chacune des 8 couches du modèle, le résultat de l'algorithme de lissage : pour une profondeur correspondant au milieu de chaque couche, l'anomalie est calculée sur une maille de 2 km. On a conservé, sur l'ensemble du modèle, la même échelle de couleur, afin de faciliter les comparaisons de couche à couche.

L'une des conclusions du sous-chapitre 3 était que les rapides variations des résidus trouvent partiellement leur origine dans la croûte. C'est bien ce que reflète la couche 1 (0-25 km) qui présente un contraste élevé entre la fosse vocontienne au sud-ouest (jusqu'à -7 %, soit  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$ ), et la plaine du Pô à l'est (jusqu'à +8 %, soit  $6,5 \text{ km.s}^{-1}$ ). Ces deux zones se trouvent en bordure du modèle et nous avons vu qu'il convenait d'être prudent sur les interprétations que l'on peut conjecturer d'une telle distribution. Il ne fait cependant aucun doute — l'observation des diagrammes azimutaux l'avait déjà démontré — que ce contraste est bien réel et non un artefact généré par une instabilité de l'inversion.

L'importante sédimentation mésozoïque de la fosse, avec un socle antétriasique encore mal connu mais situé par endroits à plus de 10 km de profondeur (Bonijoly, comm. pers.), est responsable d'une partie de l'anomalie observée. D'après les logs soniques disponibles un peu plus au sud dans la région de Salon-de-Provence (Mari, 1977), cette sédimentation n'est finalement pas caractérisée par des vitesses sismiques très faibles : les vitesses moyennes entre la surface et le socle sont plutôt de l'ordre de  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$ , guère moins. Cette valeur de  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$  est précisément celle fournie par l'inversion, mais pour l'ensemble de la couche 1, c'est-à-dire les 25 premiers kilomètres. On est donc conduit à incriminer la croûte supérieure elle-même : *sous la fosse, la vitesse des ondes P doit y être anormalement faible (jusqu'à  $5,6 \text{ km.s}^{-1}$ ), cause — ou conséquence ? — de la formation du bassin.*

Au sud de cette zone lente, on observe une transition très nette avec la zone plus rapide de la moyenne Durance. Là encore, la situation exotique de cette anomalie pourrait nous faire douter de sa réalité, si l'analyse des diagrammes azimutaux ne venait la confirmer (fig. 1.50).

À l'est, le contour de la microplaque Adriatique apparaît de façon spectaculaire. Dans ce domaine de profondeur, il faut y voir l'effet du corps d'Ivrée, précisément situé sous le massif de Dora-Maira, et qui se termine de façon abrupte au sud de celui-ci.

Au nord, nous retrouvons, centrée sur la Haute-Savoie, une anomalie de vitesse positive (de l'ordre de 5 %), que nous associons aux anomalies positives — mais de plus faible valeur absolue — observées sous le Jura et le Massif central.

Dans les couches sous-jacentes, jusque vers 150 km de profondeur, on assiste dans la lithosphère européenne à une homogénéisation des anomalies observées dans la croûte supérieure. Le contour de la microplaque Adriatique continue en revanche à se dessiner de façon très nette. La très forte anomalie apparaissant sous la plaine du Pô entre 50 et 75 km de profondeur (+16 %) est peut-être à mettre sur le compte d'une



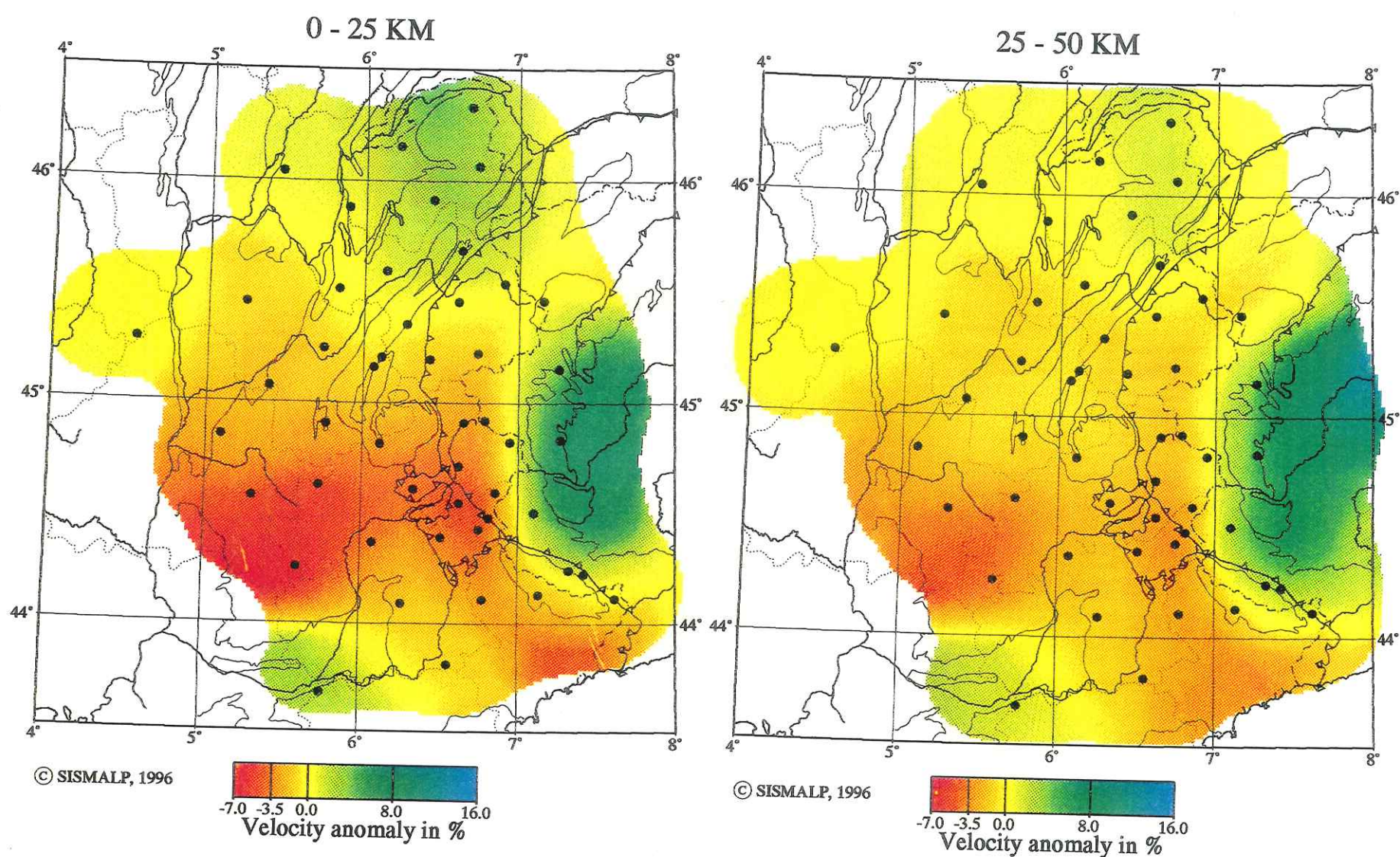


FIG. 1.52. - Tomographie téléseismique dans les Alpes occidentales. Modèle à 8 couches avec 100 blocs par couche ; 50 stations ; 501 événements ; 4 125 temps d'arrivée.

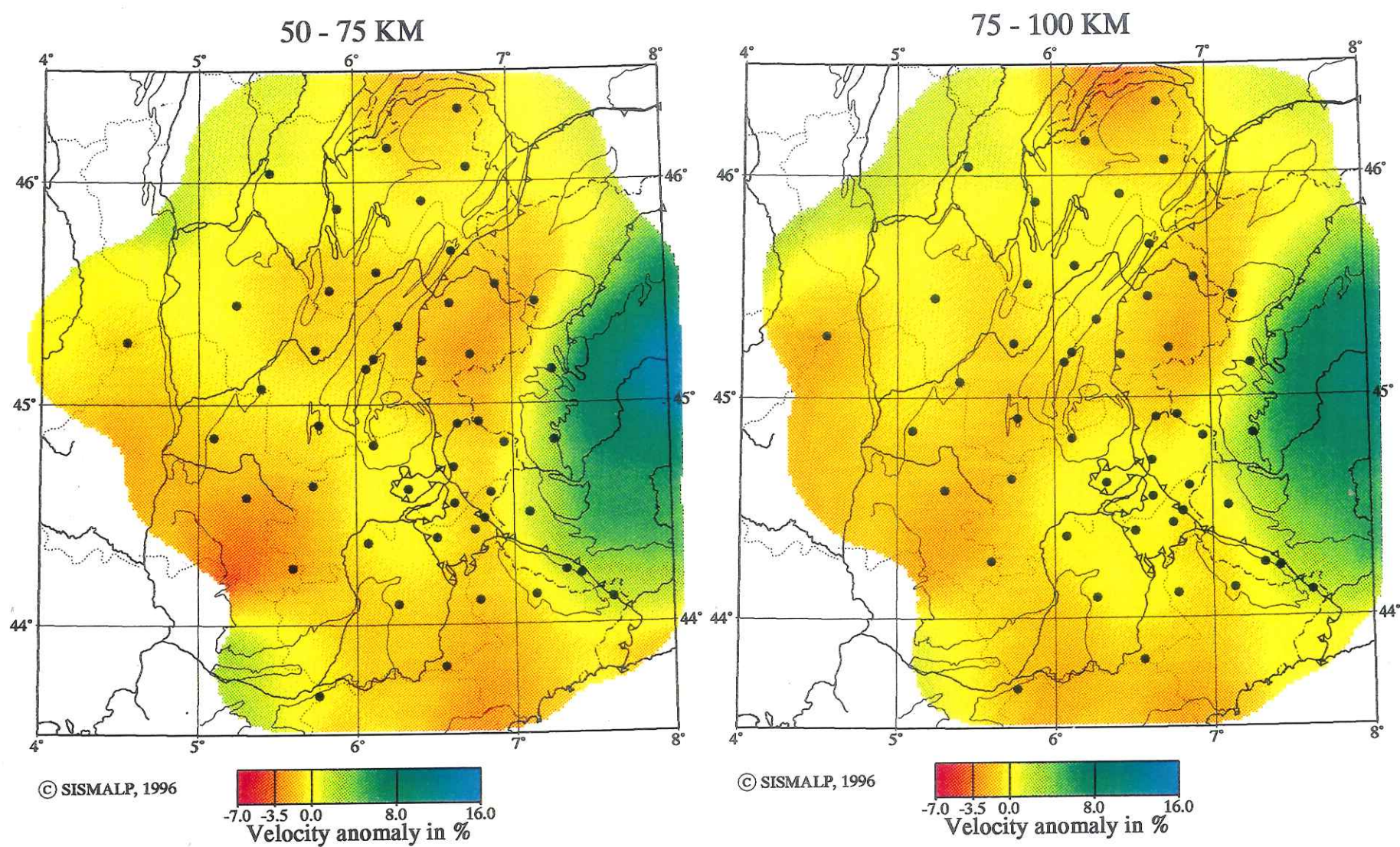


FIG. 1.52. - Suite.



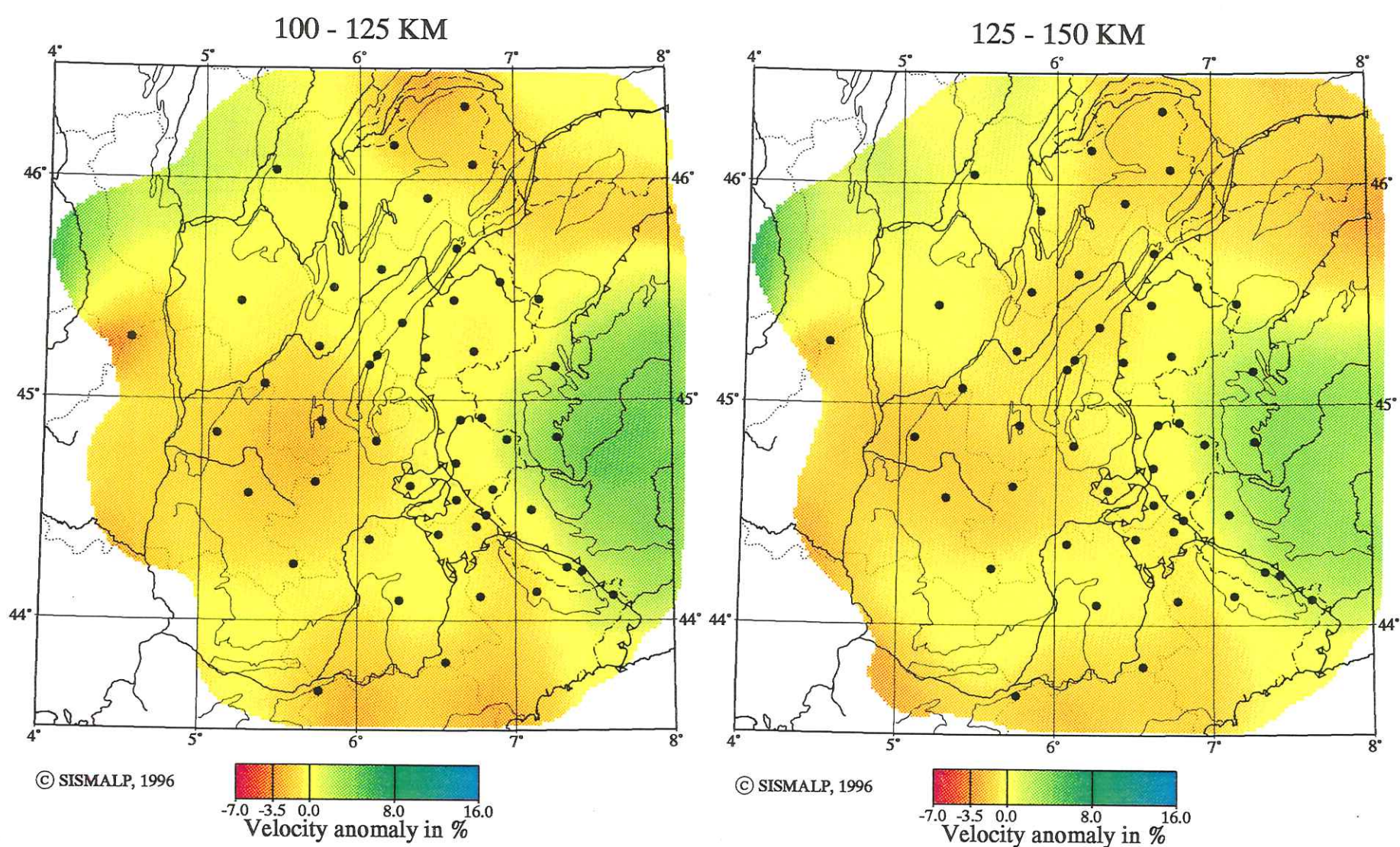


FIG. 1.52. - Suite.

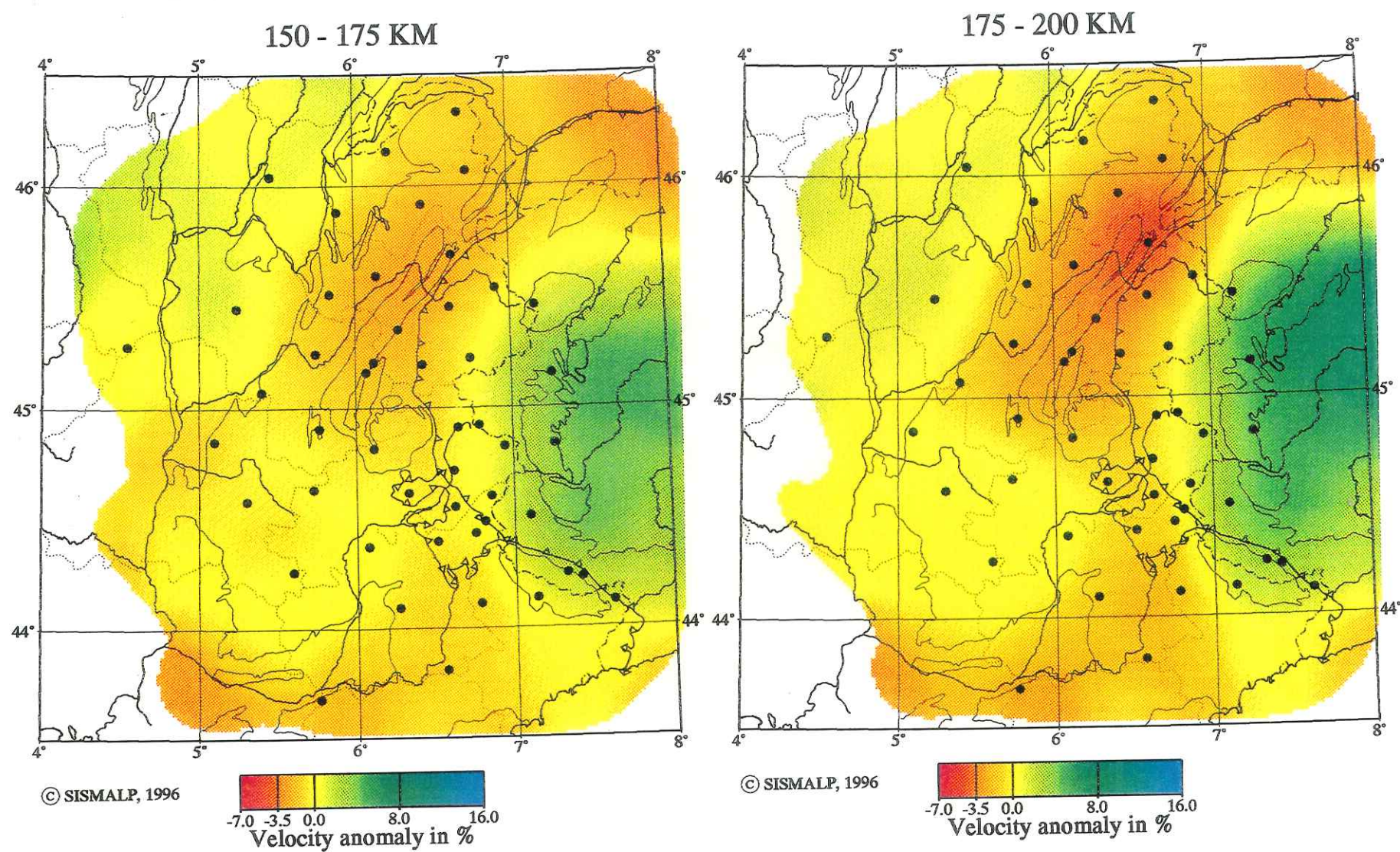


FIG. 1.52. - Suite et fin.



instabilité de l'inversion sur la bordure orientale du modèle (cf. section 5.3), et il ne faut probablement pas lui accorder trop de poids.

Le domaine de profondeur 125–150 km est – nous l'avons déjà noté à la section 5.1 – celui qui présente le contraste de vitesse le plus faible. Au-delà, l'asthénosphère alpine se caractérise par une anomalie de vitesse négative dont les contours s'accroissent dans la couche 8 (175–200 km) pour se calquer sur le « coin » des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux. De façon très surprenante, l'asthénosphère adriatique – rapide – continue à se différencier très nettement de l'asthénosphère européenne.

**6.2. Résultats en coupes.** – Nous avons procédé à deux coupes au travers du modèle. Elles aboutissent toutes les deux dans la plaine du Pô, au point de coordonnées  $44^{\circ} 45' \text{ N} - 8^{\circ} \text{ E}$  (près d'Alba).

La première (fig. 1.53) a son origine au point de coordonnées  $46^{\circ} \text{ N} - 4^{\circ} 30' \text{ E}$  (au nord-ouest de Lyon). Elle fait ressortir la nette limite existant, tant en surface qu'en profondeur, entre la lithosphère et l'asthénosphère européennes, plus lentes, et leurs contreparties adriatiques, plus rapides. À l'est, c'est à la profondeur de 120 km que semble se dessiner la base de la lithosphère adriatique. De 120 à 170 km de profondeur se situe en effet, dans ce même secteur géographique, une zone un peu moins rapide (contraste de 4 % environ). L'asthénosphère de la partie centrale de la coupe, à l'aplomb du massif de Belledonne, est en revanche particulièrement lente, avec des valeurs d'anomalie inférieures à -3 % à la base du modèle.

La seconde coupe (fig. 1.54) débute au point de coordonnées  $44^{\circ} \text{ N} - 4^{\circ} 15' \text{ E}$  (au nord-ouest de Nîmes). La principale différence avec la coupe Lyon–Alba se situe au niveau crustal, avec des vitesses anormalement lentes que nous avons déjà associées à l'importante sédimentation mésozoïque de la fosse vocontienne (section 6.1). Même si le lissage effectué pour construire la coupe peut être tenu pour responsable d'une partie de l'« estompage » en profondeur (section 5.2), l'examen des résultats bruts de l'inversion (table 1.7) montre que l'on trouve dans ce secteur des anomalies négatives jusque vers une centaine de kilomètres de profondeur. (Les sondages sismiques profonds y révèlent une croûte amincie [Sapin & Hirn, 1974].) Nous sommes donc persuadés qu'il existe là une anomalie lithosphérique qui peut expliquer la subsidence liée à la formation d'une telle fosse. Dans la partie centrale de la coupe, et à l'inverse de ce que nous décrivions pour la coupe Lyon–Alba, l'asthénosphère ne présente pas de zone particulièrement lente. (Il n'y a rien d'exceptionnel à constater que les deux coupes sont très comparables dans leur partie orientale, puisqu'elles se rejoignent dans la plaine du Pô.)

**6.3. Lien avec la sismicité.** – Si la croûte – la lithosphère ? – située sous la fosse vocontienne a une vitesse anormalement faible, on peut spéculer sur son comportement mécanique. La carte de la figure 1.55 superpose au résultat de l'inversion pour la couche 1 la sismicité historique du Sud-Est discutée au début du chapitre 4. (Nous utilisons ici les données de la sismicité historique car la sismicité récente est quasiment absente de certaines zones comme le Vercors, la vallée du Rhône ou la moyenne Durance.)

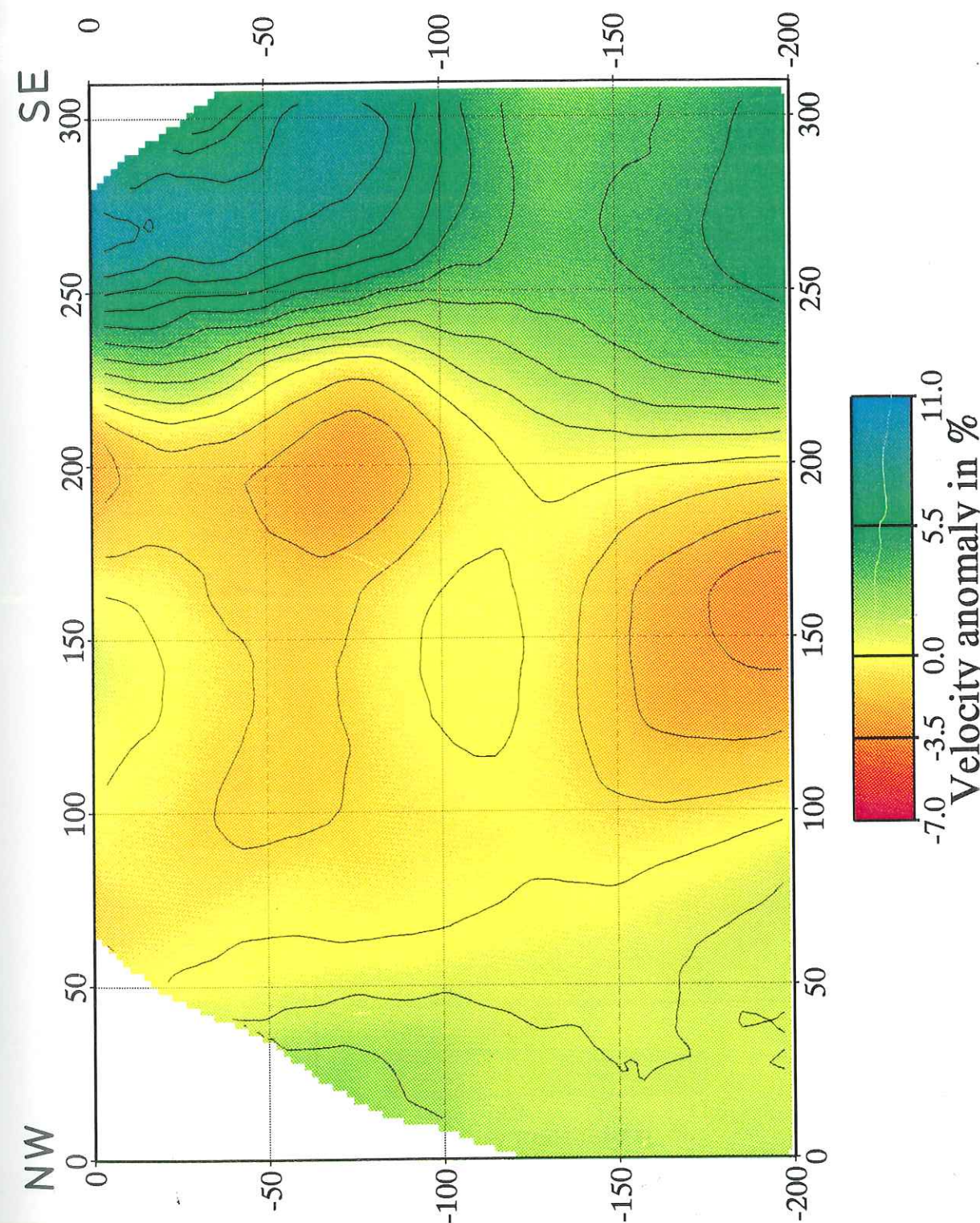


FIG. 1.53. – Coupe NW–SE à travers les Alpes occidentales (Lyon–Alba).



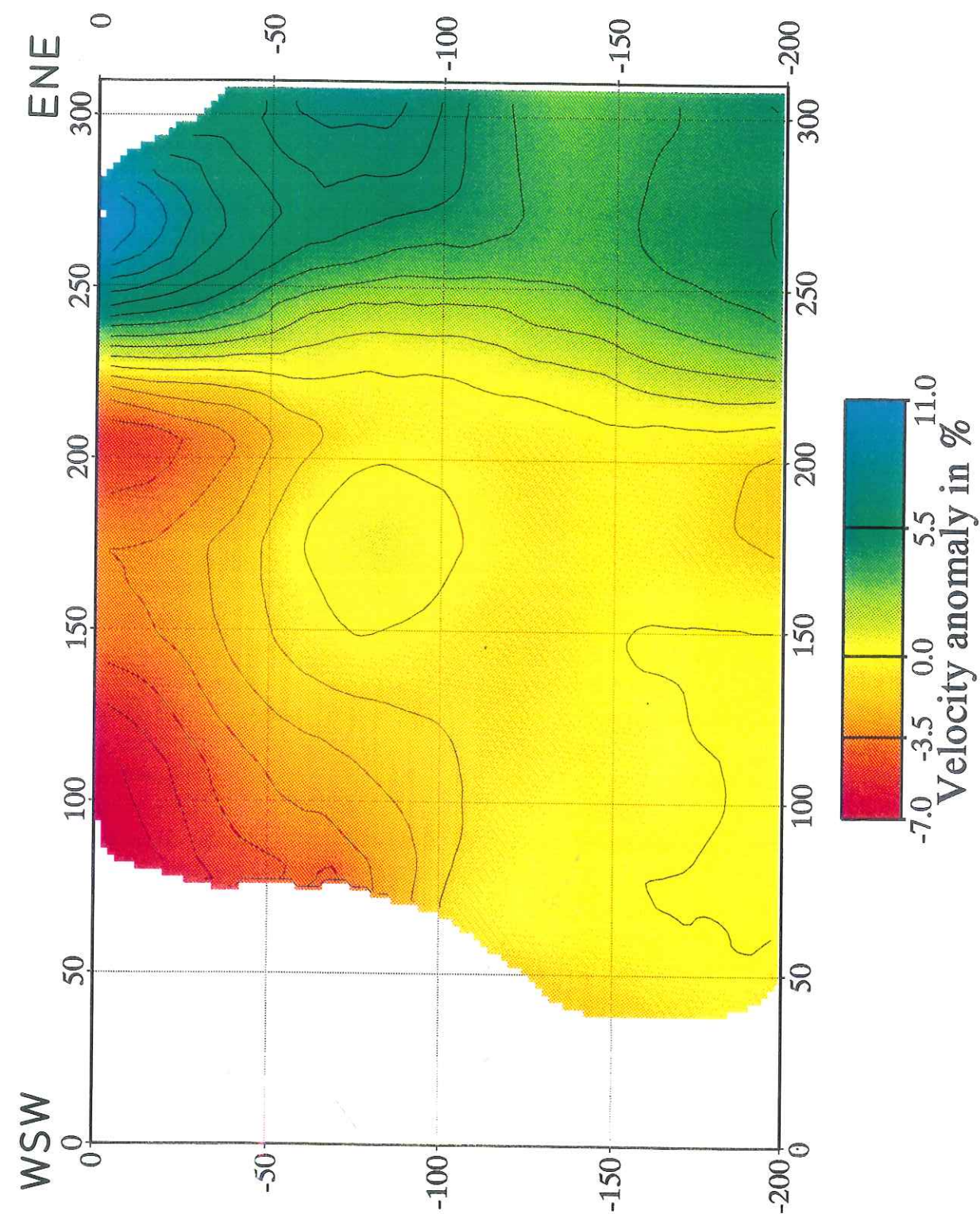
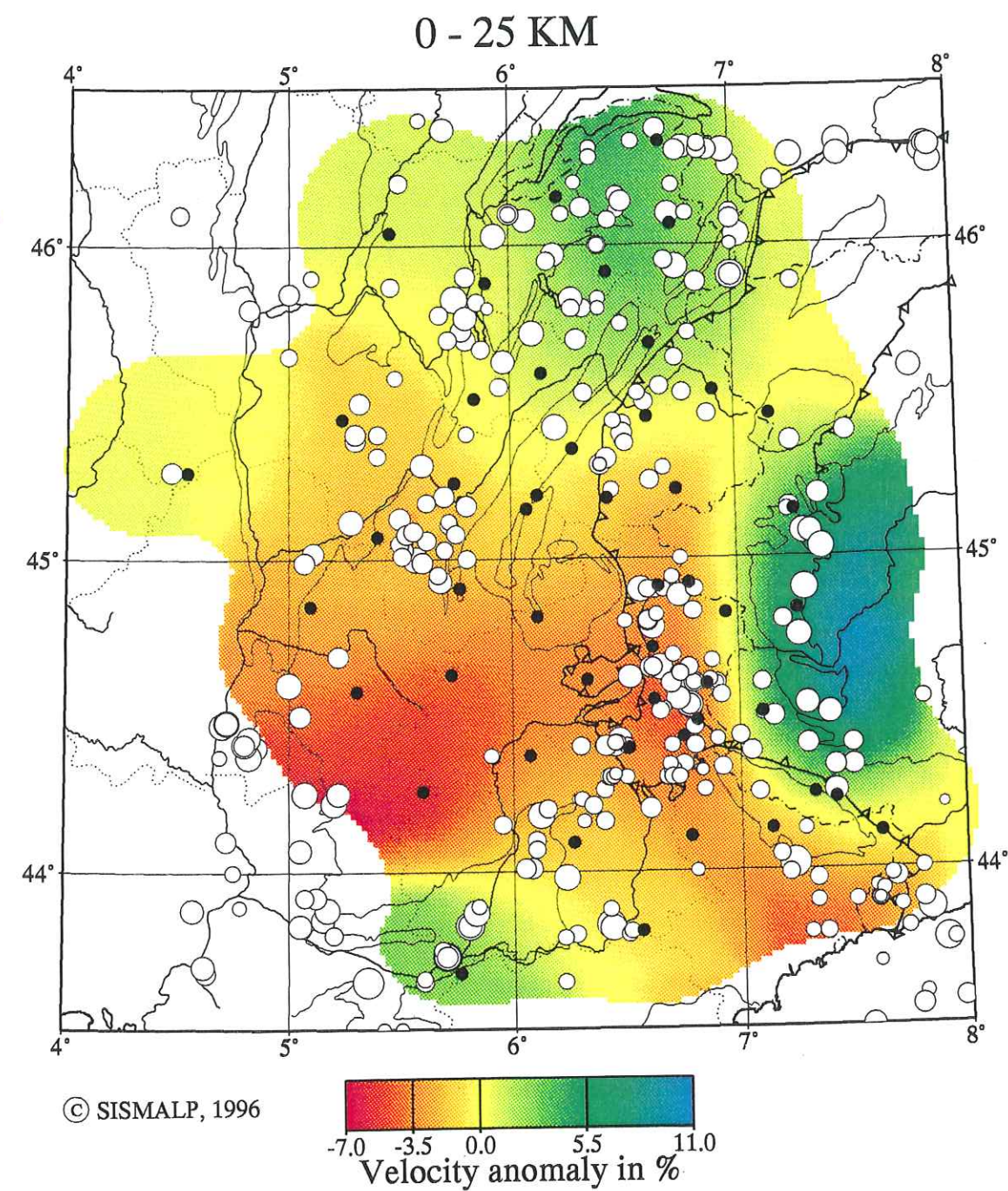


FIG. 1.54. – Coupe WSW-ENE à travers les Alpes occidentales (Nîmes-Alba).



© SISMALP, 1996

FIG. 1.55. – Anomalies de vitesse dans les 25 premiers kilomètres de la croûte, et sismicité historique du Sud-Est (disques blanc).



Rothé (1941) avait reconnu comme asismique la zone correspondant à la fosse vocontienne, en y incluant d'ailleurs à tort le Vercors (fig. 1.20). Nous émettons ici l'hypothèse que ce caractère asismique est lié au comportement plus ductile de la croûte, qui d'une part y a permis la sédimentation, et qui en retour, par un effet d'isolation liée à la couverture, a pu bénéficier d'un régime thermique particulier se traduisant par une augmentation du gradient géothermique.

Pour conforter cette hypothèse, il conviendrait néanmoins de contrôler l'extension de cette croûte à faible vitesse vers l'ouest et le sud-ouest, puisque la basse vallée du Rhône et le Vaucluse présentent une importante sismicité historique. Il est en revanche intéressant de pouvoir corrélérer la sismicité de la moyenne Durance ainsi que celle de Savoie et Haute-Savoie avec une croûte supérieure plus rapide – donc plus fragile ?

**6.4. Quid de la paléosubduction ?** – L'un des points les plus discutés de l'introduction de ce chapitre était l'existence d'une paléosubduction sous les Alpes occidentales. Force est de constater, au vu des deux coupes des figures 1.53 et 1.54, que nous ne sommes pas en mesure de mettre en évidence un tel phénomène. On peut incriminer le fait que nous n'avons effectué, avant d'appliquer la procédure d'inversion, aucune correction de surface, préférant conserver ainsi une plus grande objectivité. (Et d'ailleurs, d'une façon générale, nous aurions eu bien de la peine à quantifier de telles corrections.) Mais notre opinion est que, même en affinant l'inversion – par exemple en introduisant des corrections de stations sous la forme de structures coniques comme le suggèrent Evans & Achauer (1992) –, nous ne parviendrons pas à nous départir du modèle présent, avec deux lithosphères eurasiatique et adriatique suturées l'une à l'autre le long d'une zone quasi-verticale. Nous retrouverons dans l'Oural moyen (2<sup>e</sup> partie, chap. 4) un phénomène de suturation très identique à celui observé ici.

Si la paléosubduction n'existe pas – du moins sous les Alpes occidentales –, c'est peut-être parce que les coulissages horizontaux qui lui ont succédé en ont gommé toute trace. La forme quasi-verticale de la suture est un argument de poids dans cette interprétation. Nous avons cependant conscience qu'il est difficile d'invoquer un cisaillement à 200 km de profondeur qui pourrait expliquer le contraste observé entre l'asthénosphère alpine lente et l'asthénosphère adriatique rapide.

Ce contraste lithosphérique et asthénosphérique, un des résultats majeurs de notre étude, avait déjà été suggéré par Poupinet (1976). Pour expliquer sous l'axe de la chaîne une asthénosphère anormalement lente (alors que cette anomalie n'était pas observée plus à l'est), Poupinet invoquait un mécanisme d'inversion de subduction, l'anomalie asthénosphérique n'étant que la fossilisation de l'ancienne dorsale de l'océan préalpin. Nous avons en partie repris ce concept (Ménard & Thouvenot, 1984) pour imaginer comment le manteau à faible vitesse sismique qui se trouvait sous l'axe de la dorsale avait pu s'engager en profondeur sous la marge européenne à la faveur d'une subduction vers l'ouest, avant que ne se mette en place l'édifice alpin, par un début de subduction vers l'est et un écaillage lithosphérique et crustal (fig. 7, p. 70). Il faudrait compléter ce schéma en lui intégrant le coulissage de la microplaque Adriatique par rapport à la plaque Eurasie, qui serait susceptible, de part et d'autre de la suture, de préserver l'identité des deux plaques lithosphériques, mais aussi des asthénosphères sous-jacentes.

### 6.5. L'anomalie positive de vitesse dans le nord des Alpes occidentales. –

Nous ne pouvons conclure ce chapitre sans revenir sur les fortes vitesses trouvées dans le nord des Alpes occidentales. Nous retrouvons là en effet les résultats de l'expérience de Poupinet *et al.* (1983) et Hirn *et al.* (1984) qui, sur un profil téléseismique en travers de Belledonne au niveau de la Maurienne, mettaient en évidence un retard du domaine interne par rapport au domaine externe. Dans l'interprétation que nous avons alors publiée (fig. 7, p. 79, d'après Thouvenot, 1984), nous mettions tout le poids de cette anomalie sur le compte d'une hypothétique « marche d'escalier » d'une dizaine de kilomètres de rejet qui épaississait rapidement la croûte en arrière de Belledonne. Nous rejetons alors l'idée d'un rapide changement de la vitesse lithosphérique moyenne qui peut être proposée en alternative.

Nous avons vu au chapitre 3 que les données de sismique réflexion verticale du profil Ecors-Crop Alpes permettent bien d'imager la croûte inférieure et le Moho jusque sous Belledonne, mais qu'elles ne fournissent aucune information plus à l'est. Les données de sismique réflexion grand-angle montrent un plongement progressif du Moho plutôt qu'une géométrie cassante. Comme l'inversion téléseismique situe plutôt l'anomalie positive de vitesse dans la couche 1 (0–25 km), il devient urgent de revenir sur notre interprétation de 1984 en supposant qu'au moins une partie de l'anomalie de vitesse est à attribuer à la croûte supérieure de ce secteur nord des Alpes occidentales.

Cette croûte supérieure rapide – dont l'originalité aurait échappé aux quelques profils sismiques qui la recoupent – existe également, dans notre idée, sous le Jura et le Massif central. (La figure 1.55 ne fait cependant apparaître dans ces deux secteurs que des anomalies faiblement positives, alors que la zone des Terres froides, entre Grenoble et Lyon, est faiblement négative.) Nous faisons néanmoins l'hypothèse que la croûte dans le nord-ouest de notre zone d'étude se différencie nettement du reste de la croûte alpine. Nous rejoignons là des conclusions émises antérieurement (Thouvenot & Perrier, 1981) sur la base des résultats de grands profils sismiques : au nord-ouest d'une ligne Cévennes–Aiguilles-Rouges, la croûte est stratifiée, avec un ou deux réflecteurs intracrustaux suivant les endroits, tandis qu'aucune stratification n'est visible au sud-est de cette ligne (fig. 2, p. 76). L'orientation de ces failles cévenoles a déjà été discutée au chapitre 4 (ss-chaps 6 & 8) lorsqu'il s'est agi d'interpréter le séisme du Grand-Bornand et l'arc sismique subalpin. L'importance de ces failles tardi-hercyniennes dans l'édification de la chaîne alpine serait ici révélée par une juxtaposition de compartiments crustaux de constitution bien différente.



*SECONDE PARTIE*

TROIS AUTRES OROGÈNES  
(ATLAS TUNISIEN, PYRÉNÉES ET OURAL MOYEN)



## *CHAPITRE PREMIER*

### GRANDS PROFILS SISMIQUES EGT'85 EN TUNISIE

[RESEARCH GROUP FOR LITHOSPHERIC STRUCTURE IN TUNISIA 1992. The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. *In* : FREEMAN, R. & MÜLLER, St. (éds), *The European Geotraverse, Part 8. Tectonophysics* **207**, 245-267.]



## The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures

Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia \*

(Received December 23, 1988; revised version accepted November 20, 1991)

### ABSTRACT

Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia, 1992. The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. In: R. Freeman and St. Mueller (Editors), *The European Geotraverse, Part 8. Tectonophysics*, 245–267.

In July 1985, deep seismic measurements were carried out in close European–Tunisian cooperation along the extension of the main European Geotraverse (EGT) seismic refraction line through Tunisia up to the Saharian platform. The execution and results of this experiment are described and presented in this paper. Eight shots from seven different shotpoints were recorded by 120 mobile stations deployed in a network of nine reversed profile segments, with a total surveyed length exceeding 1300 km. The 6-km/s isoline is found everywhere at great depth, usually between 10 and 15 km. The main feature of the crust, sediments excluded, is its low average velocity (6 km/s), with no clear evidence for any high-velocity lower crust, except maybe in the Kairouan area. For the most part of continental Tunisia, the Moho depth varies between 30 and 35 km, with a maximum depth of 37 km in the Kasserine area. To the north and northeast, the continental crust merges into the thinned crust of the Sardinian Channel and Pelagian Sea. This crust has a typically higher mean velocity and a minimum thickness of only 13 km in the central Sardinian Channel, where the Moho depth is 21 km. In the upper mantle, we derive consistent velocity values in the 7.9–8.1-km/s range. Offsets observed in  $P_n$ -wave travel time curves may indicate steps in the Moho beneath the Tellian chains. Finally, observations of two sea shots at large distance (250–500 km) reveal the presence of an upper-mantle reflector under central Tunisia, at a depth of 87 km, with an unusually high apparent velocity of 9.4 km/s below.

### 1. Introduction

Because of its corner position at the eastern end of North Africa, where the Adriatic promontory detached from stable Africa (Scandone and Patacca, 1984), Tunisia inherited much of the tectonics of the western and central Mediterranean. Tethyan distension and subsidence, ac-

\* H. Bunes and P. Giese (Berlin), C. Bobier (Bordeaux), C. Eva, F. Merlanti and R. Pedone (Genova), L. Jenatton, D.T. Nguyen and F. Thouvenot (Grenoble), F. Egloff and J. Makris (Hamburg), A. Lozej, M. Maistrello, S. Scarascia and I. Tabacco (Milano), P.F. Burolet (Paris), C. Morelli and R. Nicolich (Trieste), T. Zaghouani (Tunis), A. Egger, R. Freeman and St. Mueller (Zürich).

Correspondence to: F. Thouvenot, LGIT, Observatoire de Grenoble, IRIGM, B.P. 53X, 38041 Grenoble, France.

tive from the Late Carboniferous to the Early Cretaceous, soon gave way to a mainly compressive stress field, still in effect at present, that eventually resulted in the fusion of Alpine folds to the African platform (Durand-Delga, 1978).

In the far south (Fig. 1), Saharian Tunisia is characterized by a Precambrian basement overlain by a thick, unfolded Palaeozoic sheet, just gently uplifted in the northern part as a result of Caledonian and Hercynian orogenies. North of the latitude of Gabes, where the Saharian Flexure marks the northern limit of the craton, two main units can be recognized on both sides of a linear but very complex zone, called the North–South Axis, that extends from Gabes to Tunis. It corresponds to a transpressive strike-slip fault system (Boccaletti et al., 1990), the tectonics of which are still poorly understood. In Mesozoic times it formed the boundary between a rather

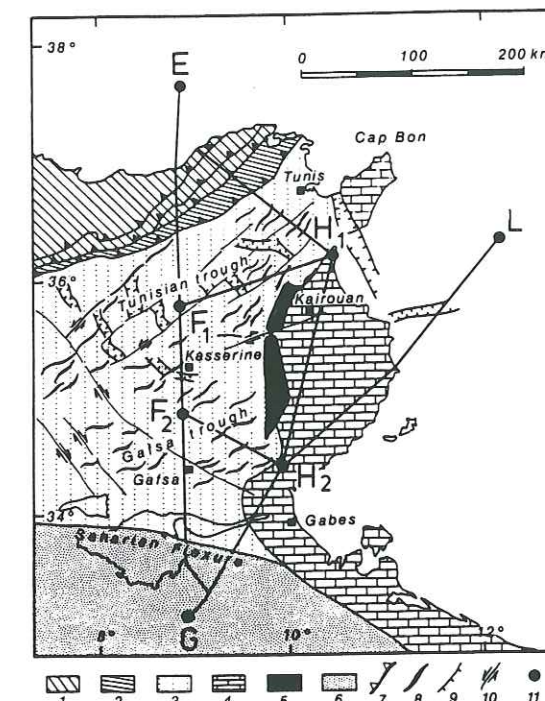


Fig. 1. Position map of the seismic experiment in Tunisia, with the shotpoints and the surveyed segments, superimposed on a simplified tectonic background. 1 = Tellian chains; 2 = northern Tunisia thrust zone; 3 = folded Atlas; 4 = Sahel block; 5 = North–South Axis; 6 = Saharian platform; 7 = main overthrust; 8 = fold axis; 9 = normal fault; 10 = strike-slip fault; 11 = shotpoint.

stable Eastern platform and a western depressed zone (Burolet, 1956, 1991; Zargouni and Abbès, 1985). Subsequently, the North–South Axis acted as a buffer preventing Late Cretaceous Atlasic folds from developing farther to the east. A tectonic inversion appeared during Eocene and the Eastern platform began its still-present subsidence (Bobier and Martin, 1976; Burolet and Busson, 1983; Ellouz, 1984; Bobier et al., 1991).

Western Tunisia is characterized by SW–NE-trending Atlasic folds, floating on Triassic evaporites and detached from the basement, while eastern Tunisia (the Sahel–Pelagian block) is formed by lowlands, a large shallow continental shelf and a very thick Cenozoic sedimentation (Haller, 1983). Two areas of subsidence, the Gafsa and Tunisian troughs, induced by Mesozoic thinning of the crust, have also been recognized in western

Tunisia (Ben Ayed, 1986; Bobier et al., 1991), separated by the so-called Kasserine Island horst. Another high, the Hairech ridge, is believed to be a horst or crustal flake marking the northern limit of the Tunisian trough. The Tellian and Numidian nappes comprise Mesozoic and Cenozoic sedimentary series deposited further to the north in deep unstable furrows before being squeezed and thrust over the northern margin of Africa, largely covering the Hairech ridge and the northern part of the Tunisian trough.

Very little is known about the deep structure of this complex area, although Marillier and Mueller (1985) produced a shear-wave velocity model of the lithosphere under northern Algeria and Tunisia, and H'Faiedh et al. (1985) gave preliminary values of the Moho depth (20–25 km) under the Maouin (Cap Bon) peninsula. It is also no exaggeration to say that the position of the basement is very poorly documented.

### 2. The experiment

Extending the 1982–1985 seismic refraction experiments of the European Geotraverse (EGT) (Egger et al., 1988) south of Sardinia into Tunisia had been a part of the EGT Joint Programme since its inception (Galson and Mueller, 1986; Morelli and Nicolich, 1990). Continuing the nearly north–south orientation of the main profile made sense because the structures of western Tunisia can be in fact easily sampled along a north–south inline profile. The character of the Eastern platform, with its thick Cenozoic sedimentation, lead to planning a network of profiles crisscrossing the North–South Axis area in an attempt to gain information on its crustal structure. Finally, the transition between the Sahel–Pelagian block and the Pantelleria–Malta system could be resolved only if a reversed profile was set up, which implied a sea shot in the northeastern Pelagian sea.

The field layout of the EGT-S'85 experiment consisted of eight shots from seven shotpoints, five on land and two offshore, that were observed within a network of nine reversed profile segments (Fig. 1), with a total surveyed length exceeding 1300 km. The main 515-km-long north–



south line comprised 435 km at land, two sea shots at E and three land shots at F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> and G, and runs across the Alpine zone of northern Tunisia, the diapiric zone, the central and southern Atlas, and ends up mainly for logistic reasons in the Saharian platform, southeast of Chott Djerid. Two land shots (H<sub>1</sub> and H<sub>2</sub>) were fired in the Eastern platform, with two profile segments across the North-South Axis. The Pelagian Sea shot (shotpoint L) was recorded not only inline towards the Saharian platform but also along the main north-south line, between shotpoints F<sub>1</sub> and F<sub>2</sub>. This was designed to test the contribution of fan shooting to the upper-mantle image revealed by in-line profiles. A score of ocean bottom seismometers (OBSs) was also deployed by the Universität Hamburg between the shoreline and shotpoints E and L, with several small additional sea shots inbetween.

The three shots at sea (E<sub>1</sub>, E<sub>2</sub> and L) consisted of 1200 kg total charges each, fired at a depth of 100 m. They proved to be very efficient and were recorded up to 500 km from the shotpoint. Each land shot was fired in eight to twelve boreholes drilled down to depths ranging from 50 to 100 m, each borehole being charged with 120 to 400 kg, depending on the shotpoint. Problems with dynamite transport forced a reduction of the initially planned 2000 kg charge per shot. Therefore, land shot charges differed considerably: 1000 kg only for shot F<sub>1</sub> vs. 3200 kg for shot F<sub>2</sub>. However, poor dynamite quality combined with the deep water-table limited propagation efficiency of the land shots F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub>, G, and H<sub>2</sub> to 200 km at most. Shot H<sub>1</sub>, located near the shoreline, benefited from a higher watertable and was more successful.

We used 120 MARS 66 (Berckhemer, 1970) stations with 1-Hz or 2-Hz geophones, analog recording on magnetic tapes. Some stations were equipped with three-component seismometers. Academic institutions in Italy, Western Germany, Switzerland and France provided the instruments that were operated in the field in a close European-Tunisian cooperation. Most profile segments were covered by the 5-km station interval. This interval was halved along the main north-south line when the Sardinian Channel sea shots

were recorded. The Istituto di Miniere e Geofisica Applicata (Università di Trieste) was responsible for the onshore and offshore shooting programmes. The logistic organization: drilling, transport of crews and equipment, etc. was managed by Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (ETAP) in a bilateral cooperation agreement between Italy and Tunisia.

Digitization and processing of the land data were performed by Freie Universität Berlin, Istituto per la Geofisica della Litosfera di Milano (IGLM), Observatoire de Grenoble and Università di Genova. The marine data were processed by the Universität Hamburg. At the IGILM the processed data were merged into a standard digital format and compiled as record sections in a comprehensive report (Maistrello et al., 1990). Each institution was independently responsible for a first evaluation of the data along given profile segments (Makris et al., 1987; Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia, 1987; Scarascia et al., 1988). We found that such profile by profile interpretations proved inferior to a comprehensive synthesis of the record sections as the key to a reliable lithospheric image of the region. During the interpretation we had to pay a continuous attention to adjacent lines. Also in the following exposition we will have to cast glances at neighbouring record sections and discuss them at different places in the paper. Due to the generally poor data quality we restricted ourselves to a kinematic interpretation and did not try to include any amplitude calculations.

### 3. The Eastern platform

Profile H<sub>1</sub>-H<sub>2</sub> is the only profile in the experiment to be entirely contained within the same tectonic unit, the Eastern platform, and will therefore be presented first. Shot H<sub>1</sub>, when observed to the south (Fig. 2a), shows two sedimentary phases (3.6 and 5.6 km/s). One-dimensional (1-D) modelling (Fig. 2b) shows the uppermost layer to be about 5 km thick. It could correspond to Cenozoic and Upper Mesozoic series. It is unclear whether or not the Jurassic limestones and the Triassic evaporites should be included in this layer. According to Bobier et al. (1991) the

velocity contrast between Lower Cretaceous and Upper Jurassic series is here more than 1 km/s and we can expect the second sedimentary phase (velocity of 5.6 km/s) to be refracted from that discontinuity. Elsewhere in Tunisia, oil-exploration studies ascribe to the Jurassic series much lower velocities, ranging from 4.0 to 4.6 km/s. In contrast, according to the same sources, velocities

reach close to 6.0 km/s for the Jurassic facies of the Eastern platform. Predictive geological cross sections by Bobier et al. (1991) and Burolet (1991), henceforth referred to as simply "the predictive cross sections", situate the Jurassic in the 2.5-5.5 km depth range along segment H<sub>1</sub>-H<sub>2</sub>. Making the 5-km-deep refractor the top of the Palaeozoic cover would imply a considerable re-

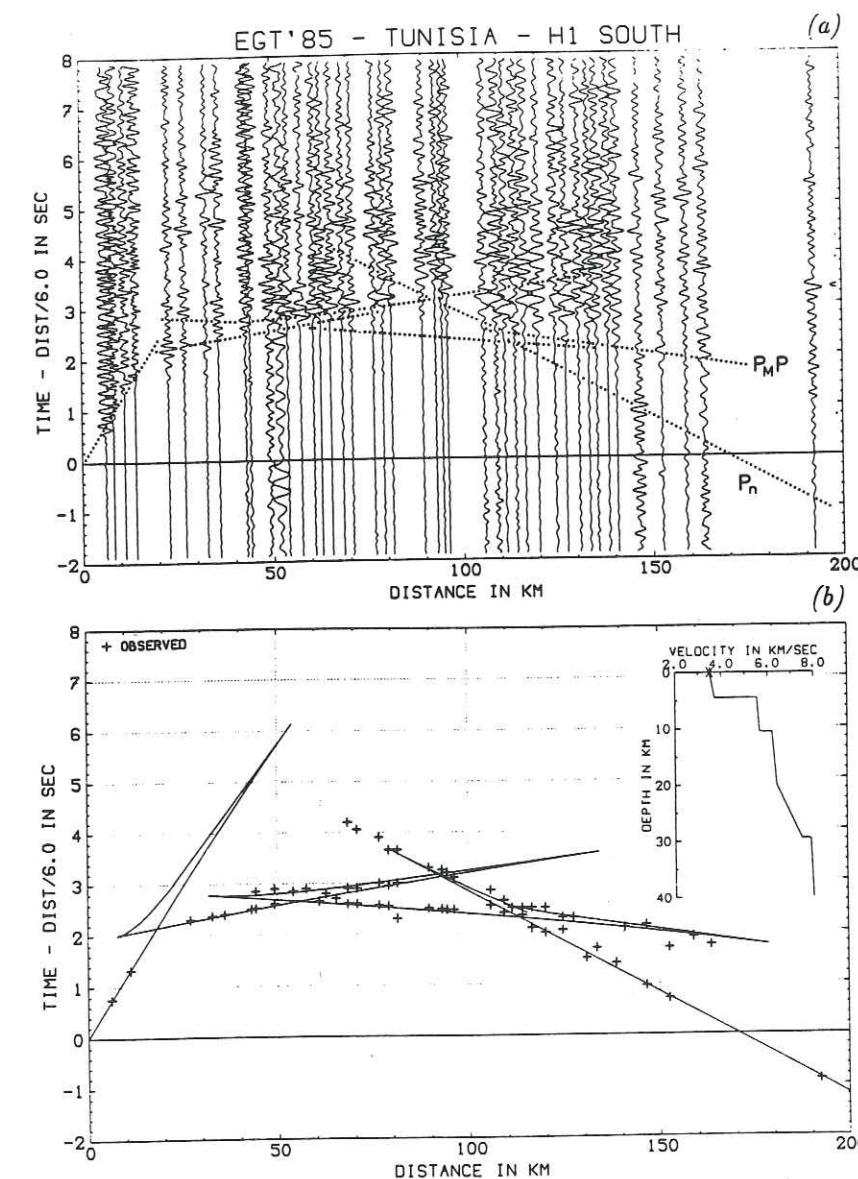


Fig. 2. (a) Shot H<sub>1</sub> observed to the south shows that velocities higher than 6.0 km/s are reached beneath a very thick sedimentary cover. P<sub>M</sub>P = Moho reflection; P<sub>n</sub> = wave refracted from the upper mantle. (b) Corresponding 1-D velocity model and travel times.



duction in thickness of the Triassic series, a possible hypothesis given the proximity of the North-South Axis. Interpreting the refractor as the top of the Jurassic limestones is less far fetched, even if it makes them rather deep (5 km). However, borehole data document them at shallower depth (2.75 km) some 60 km north of  $H_2$ .

The next phase observed on the profile (6.2 km/s) is refracted from an 11-km-deep discontinuity identified with the top of the Cambro-Ordovician basement. As the stratigraphy of the area is known only down to 3 km and as velocity reversals can be expected beneath the Jurassic series, one should be extremely cautious with this identification. Deeper in the crust, it proves necessary to introduce a further velocity increase (from 6.4 to 7.5 km/s) to fit the Moho reflection. This velocity increase is not well constrained. In Figure 2b it is modelled as a gradient layer, but a model with a first-order discontinuity would also be acceptable. The Moho depth is 30 km in the Kairouan area, with an upper-mantle velocity of 7.9 km/s.

The reversed profile,  $H_2$  to the north, evidences much poorer data quality (Fig. 3). Although it does not allow us to detail the velocity distribution down to the Moho, it shows a signifi-

cantly higher surface velocity (4.5 km/s). If we stick to a very approximate 6.0-km/s velocity for a refractor that can be considered as the seismic basement, a corresponding depth of 10 km can be computed. This value is very close to the 11-km value previously found from  $H_1$ . However, we cannot here identify any Jurassic refractor.

The main point that emerges from Figures 2 and 3 is the variability in the Moho reflectivity for reflection points only a few tens of kilometres apart: a medium-quality reflected signal is observed for  $H_1$  southward (Fig. 2a,  $P_M P$  branch), whereas no clear reflection is detected for  $H_2$  northward (Fig. 3). The next section will again touch on this problem.

#### 4. Across the North-South Axis

Since shot efficiencies and water-table levels depended largely on the shot location, the bad quality of the Moho reflection as observed from  $H_2$  northward could at first be ascribed to a shotpoint effect. However, shot  $H_2$  observed to the west across the southern border of the North-South Axis (Fig. 4a) shows a very clear Moho reflection, evincing the variable reflectivity of the crust-mantle boundary. The reflection

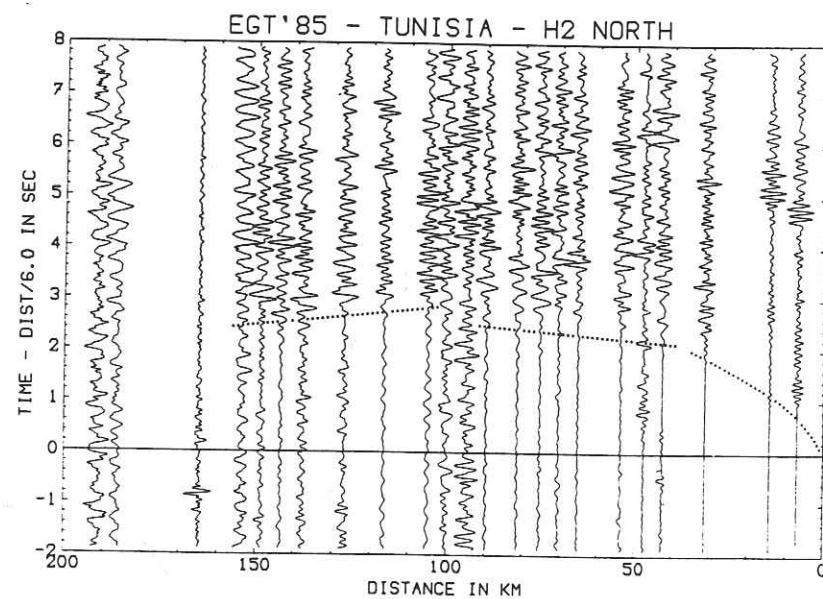


Fig. 3. Shot  $H_2$  observed to the north shows first arrival times in the 2-3-s range (similar to those of Fig. 2a).

points for this Moho reflection are located directly beneath the eastern edge of the Atlasic zone, in the vicinity of the North-South Axis.

The calculated Moho depth of 32 km from  $H_2$ -west (Fig. 4b) is comparable to that observed from  $H_1$ -south (30 km), but the mean crustal

velocity (MCV) is very low (5.7 km/s). This seems to be a characteristic of the southeastern Atlasic zone, since similarly low MCV values are found along other profiles farther to the northwest, for instance  $F_2$  northward (5.8 km/s). A low MCV is also required along line E-G when interpreting

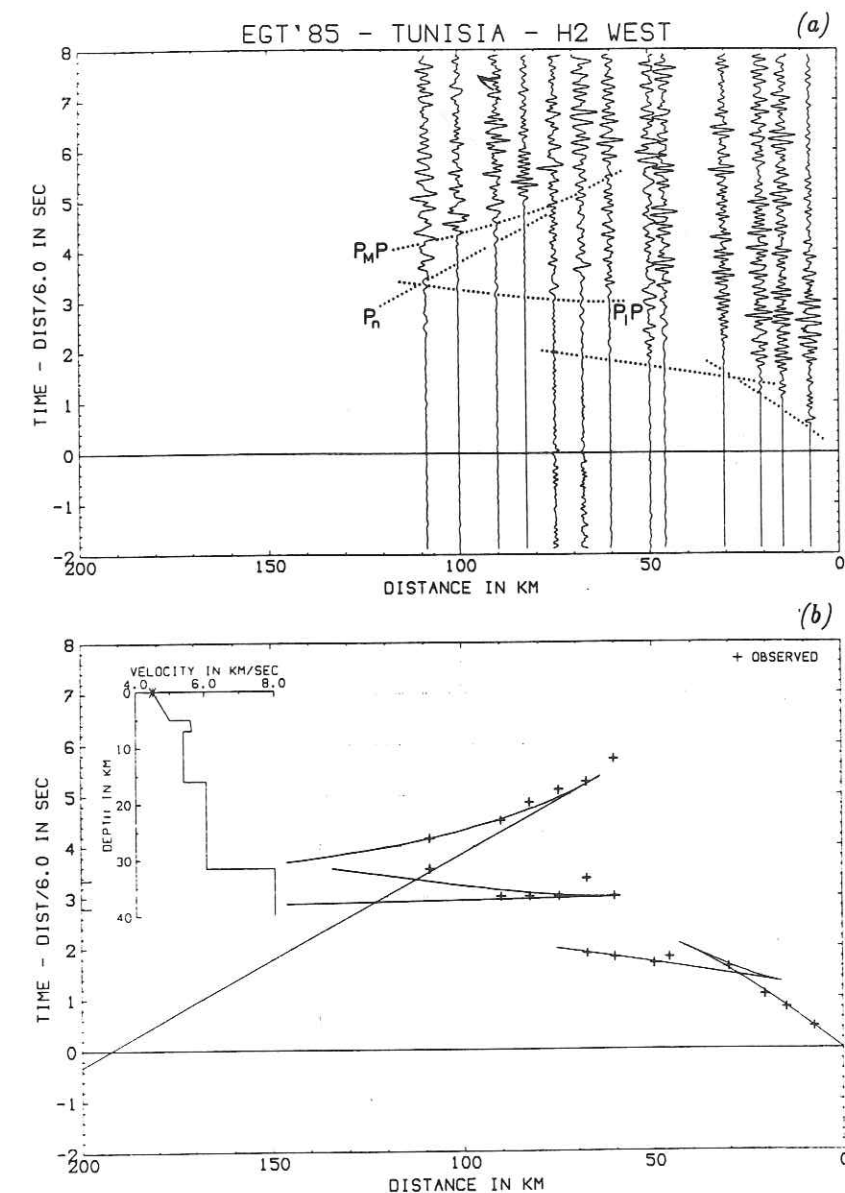


Fig. 4. (a) Shot  $H_2$  observed to the west across the southern end of the North-South Axis shows very energetic deep reflection around 3-s reduced time and a clear Moho reflection ( $P_M P$ ). Reflection points are in the eastern Atlasic zone, very close to the North-South Axis. (b) Corresponding 1-D velocity model and travel times.



the E shots (see Section 5). Of course these MCV values integrate the very thick low-velocity sediments and we need to investigate them first.

According to the  $H_2$ -west record section (Fig. 4a), the upper sedimentary layer has a 4.5–5 km/s velocity, and is underlain by a 5-km-deep refractor with a 5.7 km/s velocity. These depth and velocity values are very similar to those found from  $H_1$ -south and attributed to Jurassic limestones or to the top of the Palaeozoic cover (see Section 3). However, the predictive cross sections make clear that the Eastern platform sediments abruptly stop 20 km west of  $H_2$  (southern end of the North-South Axis). They give way to the Atlasic facies where the Cretaceous is restricted to Barremian and Berriasian series with practically no Cenozoic sediments. The depth to Jurassic series is thus believed to be only 0.5 to 2.5 km, much shallower than our 5-km value. Moreover, as mentioned earlier, oil-exploration studies found low velocities (4.0–4.6 km/s) for these series. Therefore, along the segment  $F_2$ - $H_2$ , the 5.7-km/s refractor cannot correspond to Jurassic series. Unfortunately we do not know much either about velocities in the Triassic formations of this region of Tunisia, since the only available value of 5.5 km/s was measured farther south,

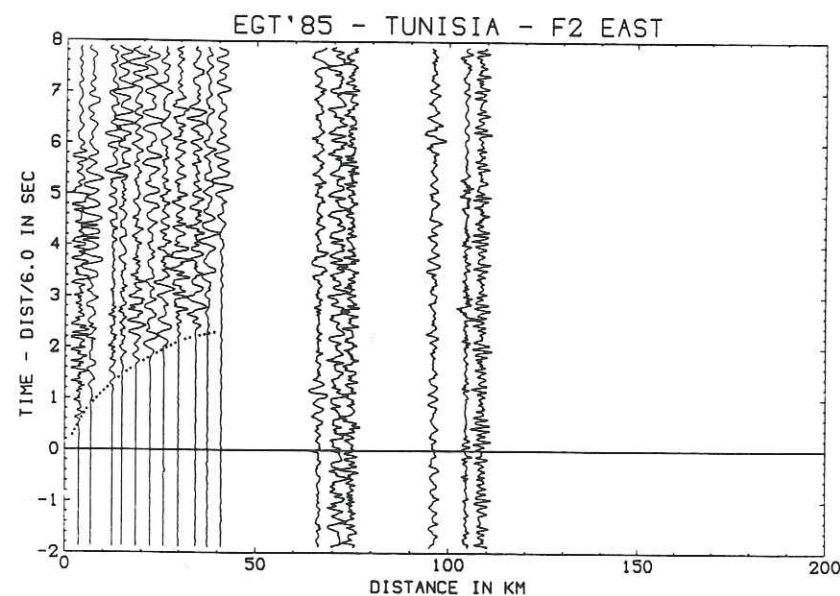


Fig. 5. Shot  $F_2$  observed to the east.

north of shotpoint G (Bobier et al., 1991). However, given the high velocity contrast with the Jurassic, the Triassic series seems to be a likely candidate for refraction and we will locally identify it with the 5-km-deep refractor west of  $H_2$ .

A very flat intermediate reflection (Fig. 4a,  $P_1P$  branch) can also be observed on the  $H_2$ -west record section; its position clearly indicates velocity reversal somewhere beneath the 5.7-km/s refractor. In the 1-D velocity model shown in Figure 4b, we introduced a 5.4-km/s velocity in a low-velocity zone (LVZ) extending from 7 to 16 km at depth, and a 6.05-km/s velocity for the crust underneath, down to the Moho. These velocity values are taken from the velocity structure derived along line E-G (Section 5). The corresponding critical distances computed for the  $P_1P$  and  $P_M P$  branch are in good agreement with the data. The nature of the 16-km-deep discontinuity is unknown and the depth is poorly constrained. The latter point is a problem encountered by seismic exploration wherever an LVZ is met. Identifying it with the top of the Precambrian basement would imply considerable thickness of Palaeozoic series in the southeastern Atlasic zone, a hypothesis that we will recall when analysing the data along line E-G (Section 5).

Observing results of shot  $F_2$  to the east (Fig. 5) provides information only on the uppermost part of the crust, with a velocity increasing from 3.9 km/s at the surface to 4.7 km/s at a depth of 3 km. (Compare this with the velocity distribution derived from  $F_2$  northward to be discussed in the

next section: 3.9 km/s at the surface, and 3-km-deep refractor with a 5.0-km/s velocity.) The velocity at 3 km depth is higher than the 4.0–4.6 km/s values expected from oil-exploration studies for the Jurassic series. However, as the predictive cross sections show the top of the Jurassic at

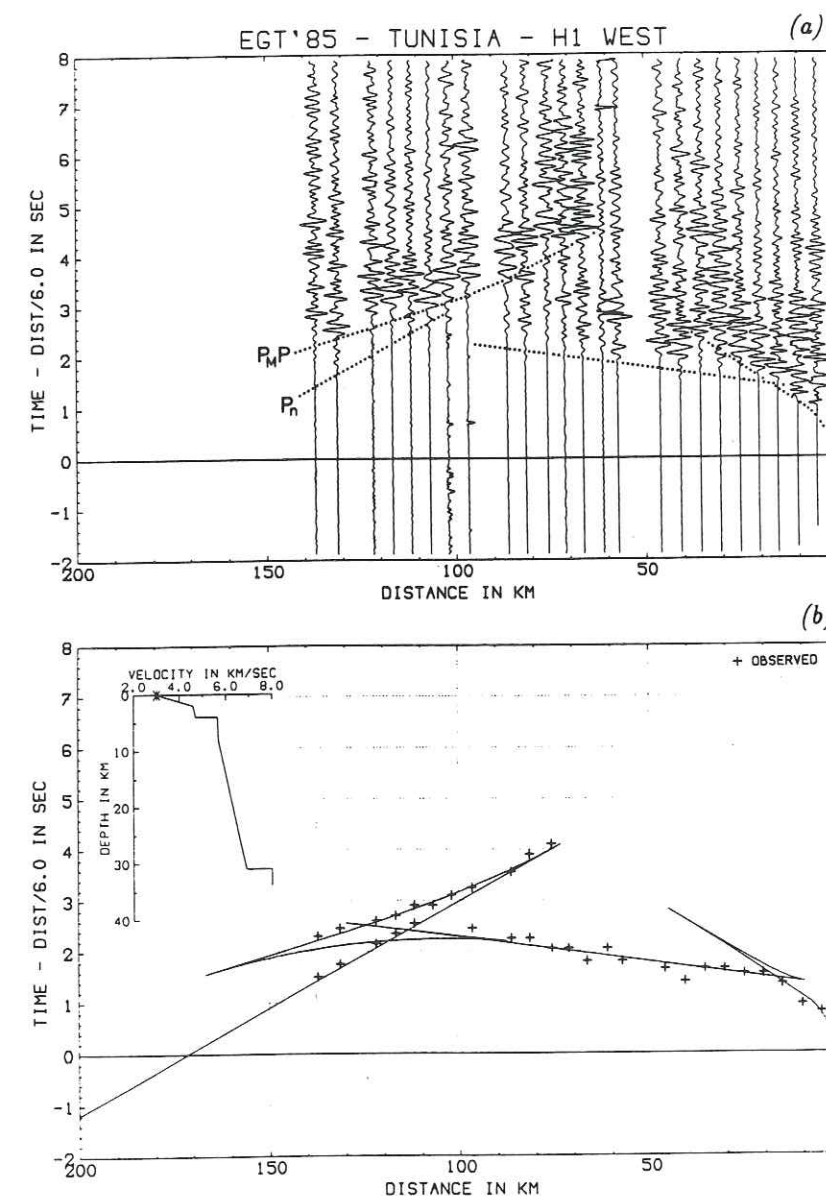


Fig. 6. (a) Shot  $H_1$  observed to the west ( $P_M P$  = Moho reflection;  $P_n$  = wave refracted from the upper mantle). (b) Corresponding 1-D velocity model and travel times. Observed times shown as crosses.



2.5–3.5 km depth, we are inclined to identify the 3-km-deep refractor with the Jurassic.

Profile  $F_1$ – $H_1$  is another line that crosses the North–South Axis, this time at its northern end. The record section for  $H_1$  westward (Fig. 6a) shows a 5.7-km/s refraction from a 4-km depth (Fig. 6b), a feature that is very similar to what is observed for  $H_1$ –south and  $H_2$ –west. The velocity distribution beneath it is hard to ascertain, and the 1-D velocity model shown in Figure 6b can obviously be modified in the middle crust. What is much clearer is the necessity to introduce rather high velocities in the lower crust (up to 6.7 km/s) to fit both the Moho reflection ( $P_M P$ ) and the wave refracted from the upper mantle ( $P_n$ ). A 31-km-deep Moho is found northwest of Kairouan with a corresponding  $P_n$  velocity of 8.0 km/s.

Finally, shot  $F_1$  observed to the east (Fig. 7) shows a 3.5-km/s direct wave followed by a 5.6-km/s wave refracted from a 2.5-km-deep level. This level could be Triassic, in agreement with observations from  $H_2$ –west. However, such a cut-and-dried interpretation is dubious because  $F_1$  and  $H_2$  are in very different tectonic settings. According to the predictive cross sections the refractor could be Jurassic or even an Aptian

discontinuity that shows up clearly on oil-exploration profiles.

In spite of the fact that our derived velocities and depths are approximate (0.5-km/s and 1-km error bars are likely) due to up- and down-dipping refractors being sampled very sparsely, we can still draw some conclusions regarding the region to either side of the North–South axis. We clearly find refractors with velocities ranging from 4.7 to 5.7 km/s at depths ranging from 2.5 km on the west of the Axis to 5 km on the east. Except west of  $H_2$  where Jurassic is expected at much shallower depths and where a refraction from the Triassic could be considered, we have argued that refraction originated from the top of the Jurassic series. The interpretation of velocity values is here made very difficult by the expected facies variation across the North–South Axis. Despite the general ambiguity in the identification of the Jurassic/Triassic refractor (JTR), we find a 2.5-km difference in depth for this refractor on either side of the North–South Axis. This implies the presence of very thick Cretaceous and Cenozoic sediments that accumulated on the Eastern platform, as already surmised by Haller (1983), Burollet and Ellouz (1986) and Bobier et al. (1991).

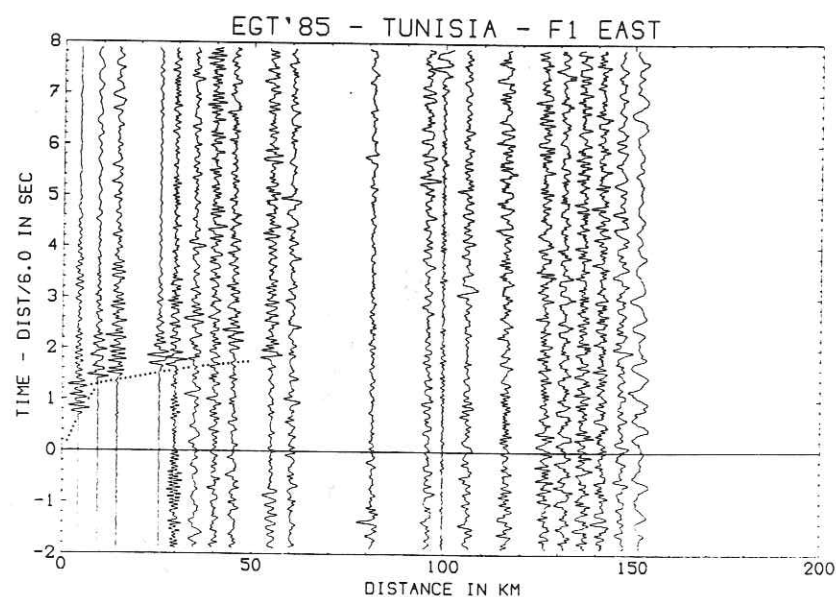


Fig. 7. Shot  $F_1$  observed to the east.

### 5. Sampling Tunisia from north to south

The main north–south line of the experiment (line E–G) sampled the tectonic units of Tunisia from the Sardinian Channel to the Saharian platform. We will here deal with data from shotpoint E, offshore Tabarka, and from shotpoints  $F_1$  and  $F_2$ , north and south of Kasserine. We will also mention results along segment E– $H_1$ .

The detailed structure of the Sardinian Channel was obtained using small shots fired between

shotpoint E and Sardinia and recorded offshore by OBSs (Makris et al., 1987) or onshore in southern Sardinia (Egger et al., 1988). Egger (1992) recently merged the two data sets to produce a comprehensive model having low-velocity sediments (2.0–5.2 km/s) at depth in the first 8 km beneath the Sardinian Channel. Except for a lens of high-velocity material (6.9 km/s) in the central part of the Channel at a depth of about 10 km, he found the 6.05-km/s isoline at 8-km depth; the central part of the Channel is also

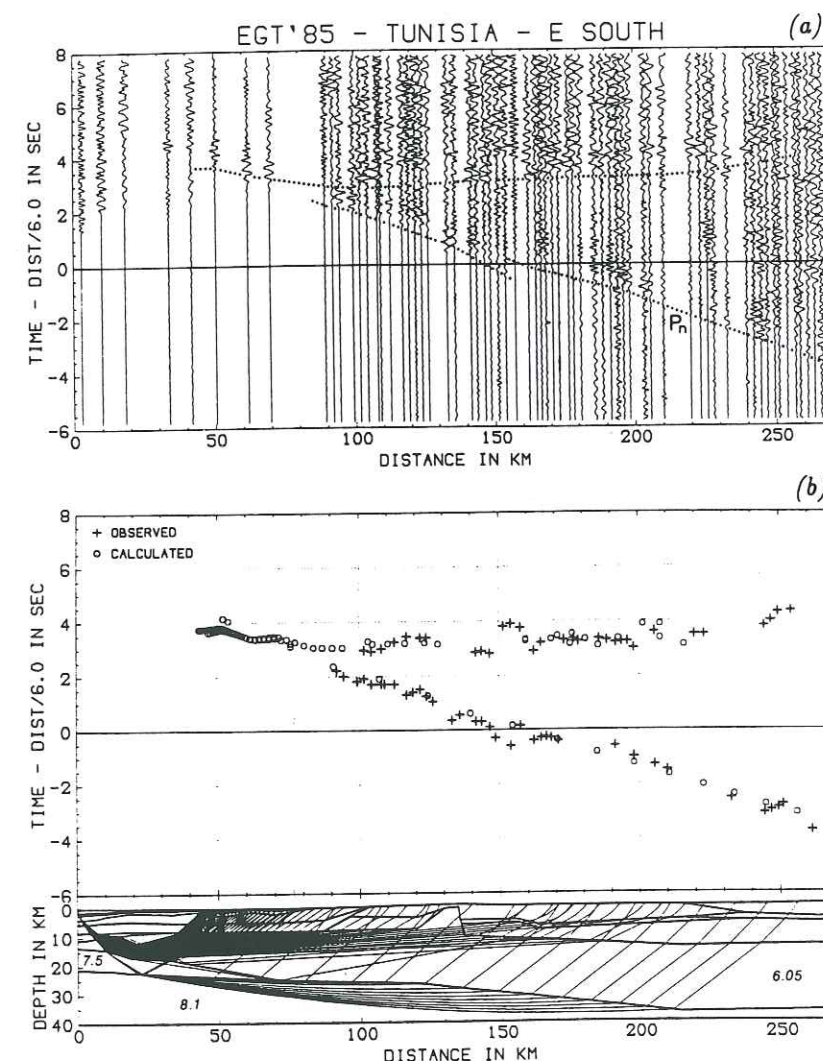


Fig. 8. (a) Part of the record section for shot E observed to the south, with a late reflected arrival, almost horizontal in reduced time at around 3–4 sec and a 7.5–7.8-km/s  $P_n$  arrival. (b) Corresponding raytracing model (left side of the model after Egger, 1992). Figures in italics in the model refer to the velocity in km/s. See complete model with velocities in Fig. 13.



characterized by a high-velocity lower crust (7.5 km/s) and a 21-km-deep Moho.

We used these constraints as starting points to model the two main phases observed in the E-south record section (Fig. 8a) between 90 and 260 km in distance. Within this range, the headwave has a low apparent velocity (7.5–7.8 km/s). An energetic late arrival can be followed between 140 and 250 km in distance, which was at first interpreted as a reflection from the Moho. Ray-tracing techniques using a modified version of Will's (1975) PROMOS program show that we have to keep to very low MCV values in continen-

tal Tunisia to explain the straightness of the observed reflected phase and its position around 3–4 s reduced time. In the 2-D model shown in Figure 8b, the southward-dipping high-velocity lower crust is tapered towards the continent while a strong, horizontal, negative velocity gradient is introduced that makes the lower crust eventually vanish under the coast. We modelled the continental crust as a single layer with a 6.05-km/s velocity. As this value still proved too high to fit correctly the reflection curve, we were forced to introduce very thick sediments, down to 14 km under shotpoint F<sub>1</sub>. (Details of this modelling,

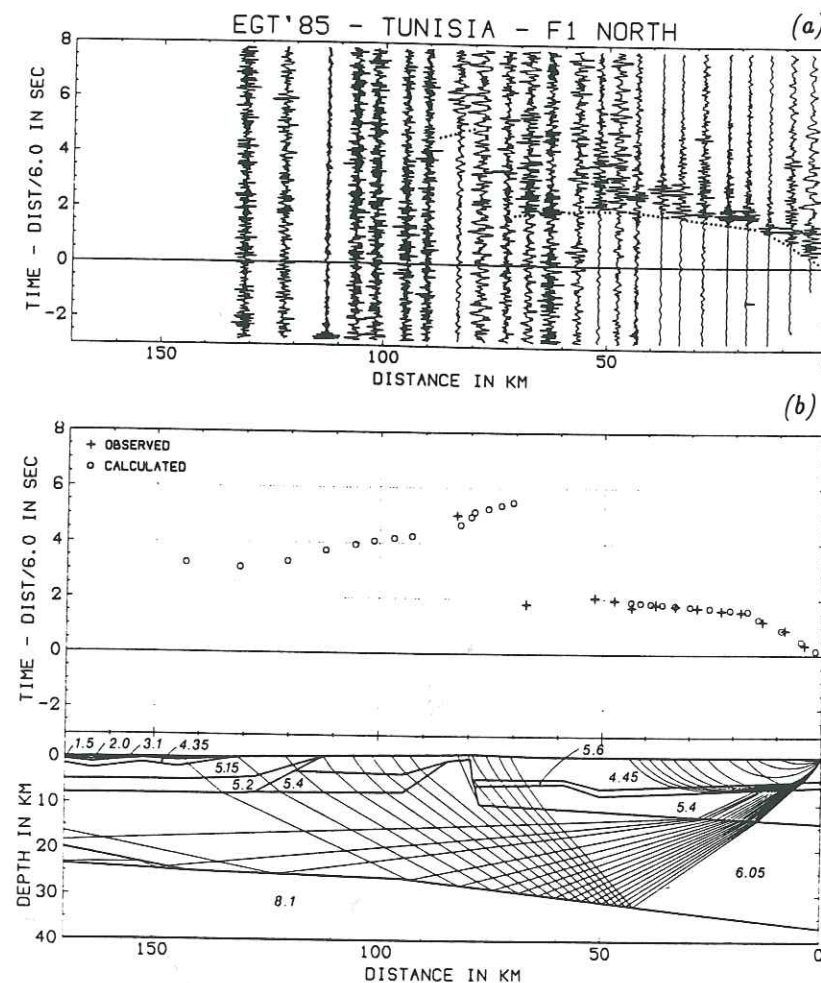


Fig. 9. (a) Shot F<sub>1</sub> observed to the north. (b) Corresponding ray-tracing model. Figures in italics in the model refer to the velocity in km/s. See complete model with velocities in Fig. 13.

partly obtained from the observation of shots F<sub>1</sub> and F<sub>2</sub>, are presented below.) Allowing the crustal structures to dip to the south also helps to explain the straightness of the observed reflected phase. In the model, the Moho depth of 25 km is reached at about 100 km from shotpoint E under the Tellian chains.

Figure 8b also shows that the geometrical complications caused by dipping and vanishing structures beneath the Sardinian Channel hinder any reflection from the actual Moho: most of the energy is reflected from the dipping lower crust, whereas the generation of a headwave in the upper mantle is still possible. The low apparent velocity measured for first arrivals (7.5–7.8 km/s) is due to a dip effect and a true velocity of 8.1 km/s can be computed for the upper mantle. A jump in the observed first arrivals occurs around 160 km in distance. The corresponding 1-s delay is too large and too abrupt to be caused by subsurface variations. If we attribute it to some irregularity of the refractor, it would involve a several-kilometre step of the Moho. Although this was not modelled in Figure 8b because of the lack of constraints, it is very likely that some deep tectonic complication occurs under the Tellian chains.

The energetic late arrival that we interpret as a deep reflection was difficult to accommodate in the raytracing models. Since we deal here with offshore shots it could be a multiple, similar to the multiple signal that was produced by the small shots detonated in the Sardinian Channel

and recorded in southern Sardinia (Egger et al., 1988). Other profiles in marginal zones elsewhere in the world often show a similar feature, and so do profiles with shotpoints fired in loose sediments, for example, in the central Po Plain (EGT'83 experiment). If we face here an artefact, the structural image of the Alpine zone of northern Tunisia would of course have to be modified. However, the problem would then be threefold: can we find a sensible geometry for this multiple raypath? Why do we observe a primary multiple and no higher-order ones? Can the multiple signal have such an energy, up to five times that of the first arrivals? Since at present we are unable to find credible answers to these questions, it seems reasonable to consider the "late phase" to be a real phase with the structural implications discussed above (i.e., drastic MCV drop plus Moho dip).

The complete model for line E–G (Fig. 13) takes into account the observations from shotpoints F<sub>1</sub> and F<sub>2</sub>, and geological considerations where available. Subsurface data from F<sub>1</sub> and F<sub>2</sub> (Figs. 9 to 12) indicate the existence of a refractor in the 2.5–5 km depth range, with velocities between 5.0 and 5.6 km/s. This refractor underlies an upper layer with velocities between 3.0 and 3.9 km/s and can be identified with the JTR described and discussed in Section 4. Besides, predictive cross sections by Bobier et al. (1991) and Burolet (1991) point out the variable depth to the Jurassic and Triassic series along the profile, in the same 2.5–5-km depth range.

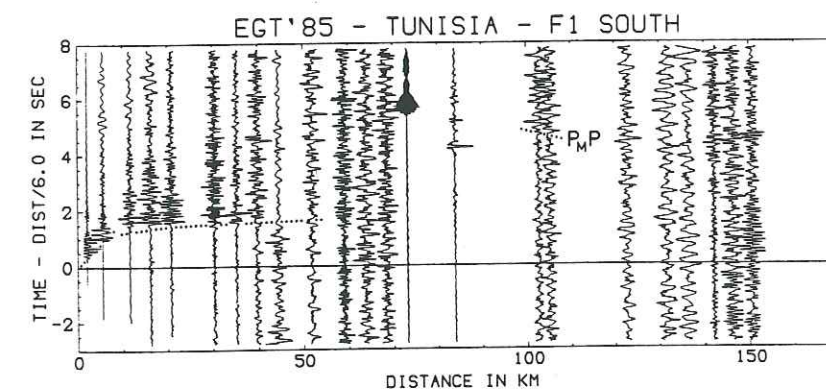


Fig. 10. Shot F<sub>1</sub> observed to the south.



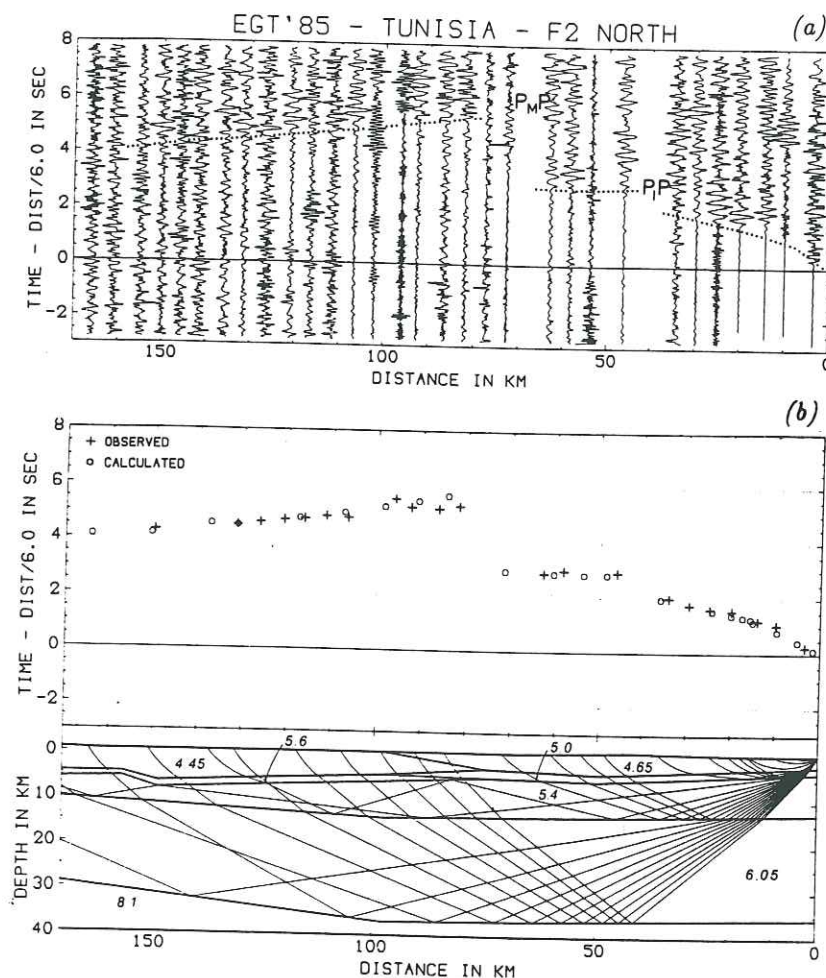


Fig. 11. (a) Shot  $F_2$  observed to the north. (b) Corresponding ray-tracing model. Figures in italics in the model refer to the velocity in km/s. See complete model with velocities in Fig. 13.

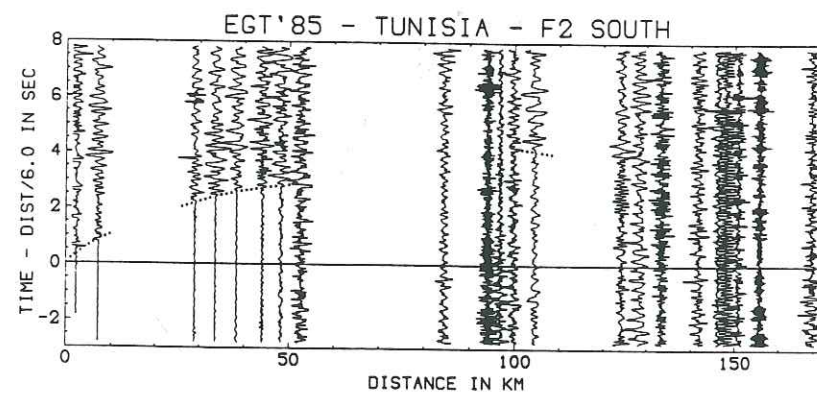


Fig. 12. Shot  $F_2$  observed to the south.

The depth to the Palaeozoic cover (3 km) is documented by borehole data some 30 km north of shotpoint G, with Palaeozoic series dipping northward with increasing thickness. However, north of the Saharian Flexure and along the entire profile, the position of Palaeozoic series is completely unknown. We believe that the 5.4-km/s layer, which we introduced in our model beneath the JTR, represents the Palaeozoic cover, with considerable thickness in some places. A maximum thickness of 9 km is reached under shotpoint  $F_2$ , while the maximum depth to the 6.05-km/s isoline, which probably corresponds to the Precambrian basement, is reached under shotpoint  $F_1$  (14 km).

Figure 13 also shows surface details such as the southward overthrust of the Numidian nappes on the northern margin of Tunisia. We have not tried to model the many Triassic diapirs that pierce the Upper Mesozoic cover in the northern Atlasic zone. However, around 130 km in distance we very roughly included the Hairech ridge, a Palaeozoic or Precambrian high interpreted as a crustal flake by Bobier et al. (1991), because we suspected it to be partly responsible for the step observed in the  $P_n$  travel times (Fig. 8). Although the position of this southward-thrusting flake co-

incides strangely enough with the travel time anomaly, the present model is obviously not satisfactory. As already stated, modifying the Moho geometry under the Tellian chains could be a much easier way to explain the anomaly.

A final point about the model shown in Figure 13 concerns the position of the Moho beneath central Tunisia. Identifying deep reflections in the record sections presented in Figures 9 to 12 proves to be a fairly nasty job. However, shot  $F_2$  observed to the north (Fig. 11) provides usable data for the Moho depth. Again, as in Figure 8a, the observed reflected phase is very straight and delayed, an indication of a low-velocity lower crust. It yields a 37-km-deep Moho under shotpoint  $F_1$ . We stress that the Moho position in the southern part of the model (Fig. 13) is a mere interpolation to join the 33-km-deep Moho observed along segment G- $H_2$  (see Section 6).

Another example of the transition from the thinned crust of the Sardinian Channel to the Tunisian continental crust is provided by observations along the reversed segment E- $H_1$  (Figs. 14 and 15). The sea shots at E (Fig. 14) observed to the southeast give a wave pattern very similar to that of line E-G (Fig. 8a). An energetic  $P_M P$  arrival, best observed in the 100-150-km distance

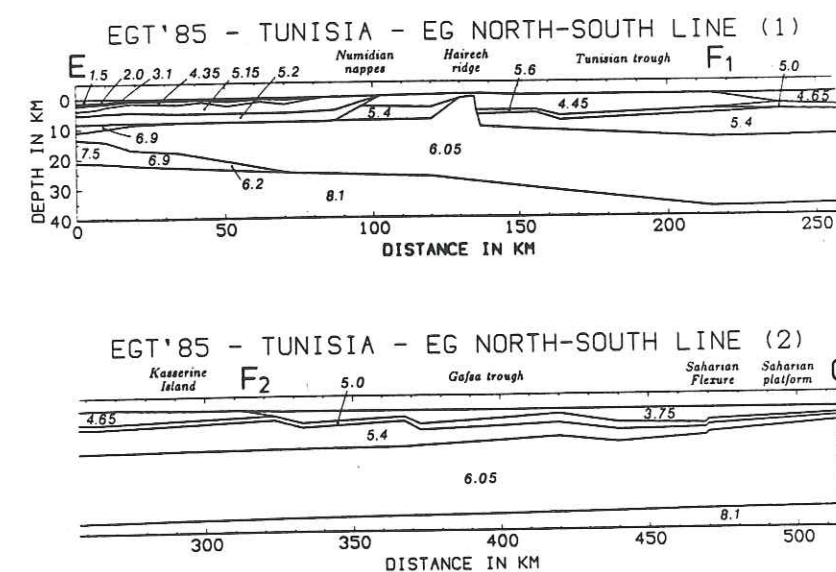


Fig. 13. Complete model for line EG. Figures in italics in the model refer to the velocity in km/s. In cases where there are thin layers with velocity gradients, the labelled value refers to an average velocity.



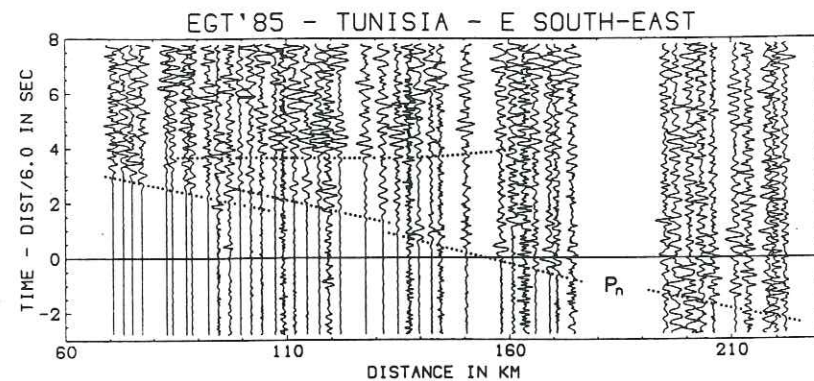


Fig. 14. Shot E observed to the southeast, with a low-velocity  $P_n$  arrival (7.5 km/s). Compare the general wave pattern to that of Fig. 8a.

range, shows also a straight travel time curve at around 4-s reduced time. At shorter distance, between 100 km and the hypothetical critical distance of 70 km, the  $P_M P$  arrival is unusually weak. The position of the travel time curve implies the same low-velocity distribution as along line E-G. In first arrival, the  $P_n$  phase has an apparent velocity of 7.5 km/s. Its segmentation—at least the clearest offset, which occurs around 100 km with a delay of about 0.5 s—could also be produced by a Moho step under northern Tunisia.

The reversed profile  $H_1$ -E (Fig. 15) shows a refracted arrival with an apparent velocity of 8.5 km/s. The true velocity would hence be close to 8.0 km/s and, if we assume for simplicity a ho-

mogeneous 6.0-km/s crust, the corresponding apparent mean dip would be  $4^\circ$ . This value is to be put in relation to the increased crustal thickness from 21 km under shotpoint E to 30 km south of shotpoint  $H_1$  (see Section 3), E and  $H_1$  being 210 km apart.

#### 6. From the Eastern platform to the Saharian platform

The last line of the experiment extends from G to L, with shot  $H_2$  inbetween (Fig. 1). On land, segment G- $H_2$  stands in a very peculiar position: its northern half skirts the limit between the

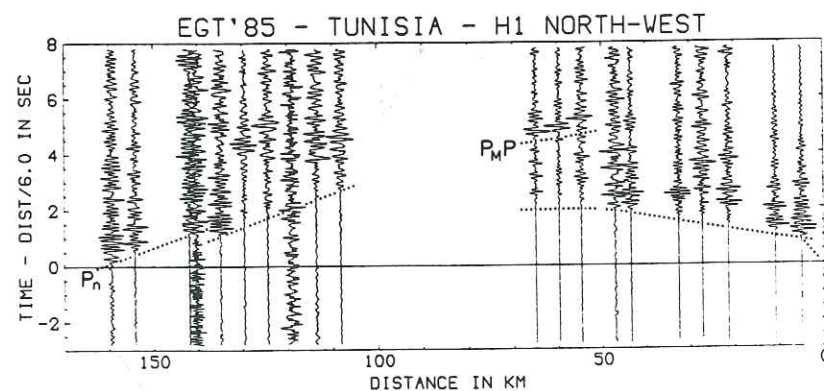


Fig. 15. Shot  $H_1$  observed to the northwest: an updip effect increases the velocity of the  $P_n$  arrival up to 8.5 km/s. True velocity in the upper mantle close to 8.0 km/s.

Eastern platform and the Atlasic zone; after crossing the Gafsa trough—*Sillon des Chotts*: Chott-el-Rharsa, Chott Djerid and Chott-el-Fedjadj—north of the Saharian Flexure, it ends up in the Saharian platform. Segment  $H_2$ -L is simpler to analyze, because the Eastern platform and the Pelagian Sea both belong to the same Sahel-Pelagian block. However, here the crust very likely thins towards the northeast.

Shot L was fired about 135 km offshore in the Pelagian Sea. It was recorded up to the coastline by a score of OBSs that were also used to record a series of small shots southwest of L. Similar to the interpretation of the Sardinian Channel data, this technique proved useful to resolve the structure of the Pelagian Sea in the vicinity of the Malta-Pantelleria graben with much more details than a single conventional deep seismic sounding

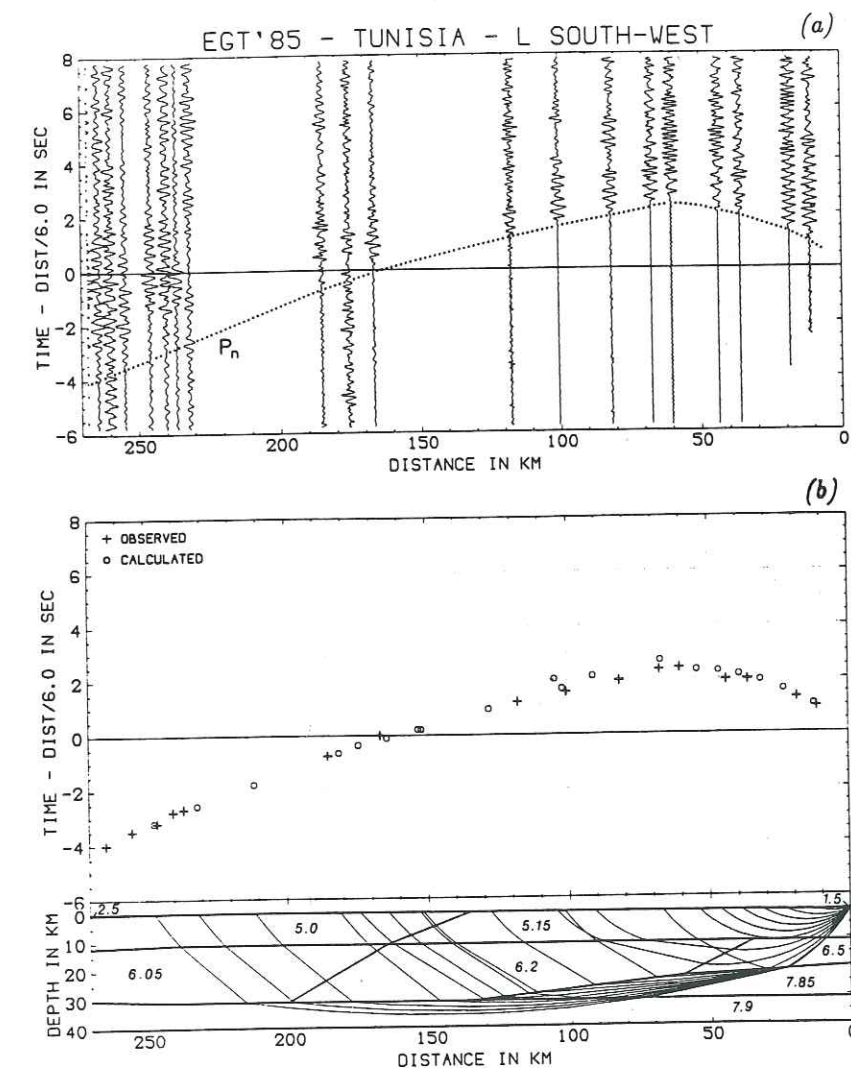


Fig. 16. (a) Part of the record section for shot L observed to the southwest. Compare with Fig. 8a that shows a late reflected arrival at around 3-4 s reduced time. (b) Corresponding ray-tracing model. Figures in italics in the model refer to the velocity in km/s. In cases where there are thin layers with velocity gradients, the labelled value refers to an average velocity.



profile. For instance, close to shotpoint L, Makris et al. (1987) found that Miocene to Quaternary sequences had velocities ranging from 1.8 to 3.5 km/s; beneath two layers where the velocity increased from 5.5 to 6.1 km/s, the 6.3-km/s isoline was found at a depth of 13 km with a 20 km deep Moho. This model is consistent with the gross features emerging from the observation of shot L to the southwest (Fig. 16a), where the 6.0 km/s isoline is reached at 11 km depth (Fig. 16b).

However, when observations from shot L (Fig. 16a) are compared to those from shot E (Figs. 8a and 14), one is immediately struck by the absence

of any late reflected wave. This feature can be explained by a geometrical effect due to the Moho downdipping towards the coastline, which could prevent wide-angle reflections from being observed whereas the  $P_n$  wave could propagate. We are, however, more inclined to explain it through a strong velocity gradient in the crust beneath the shotpoint (Fig. 16b), with velocities reaching 7.0–7.2-km/s values at the Moho level. The  $P_n$  wave, with first arrivals in the 70–250 km range, has a low apparent velocity (7.5 km/s) that is of course to be ascribed to a dip effect. This low apparent velocity is observed up to a distance of 250 km from the shotpoint some 50 km northeast of  $H_2$ .

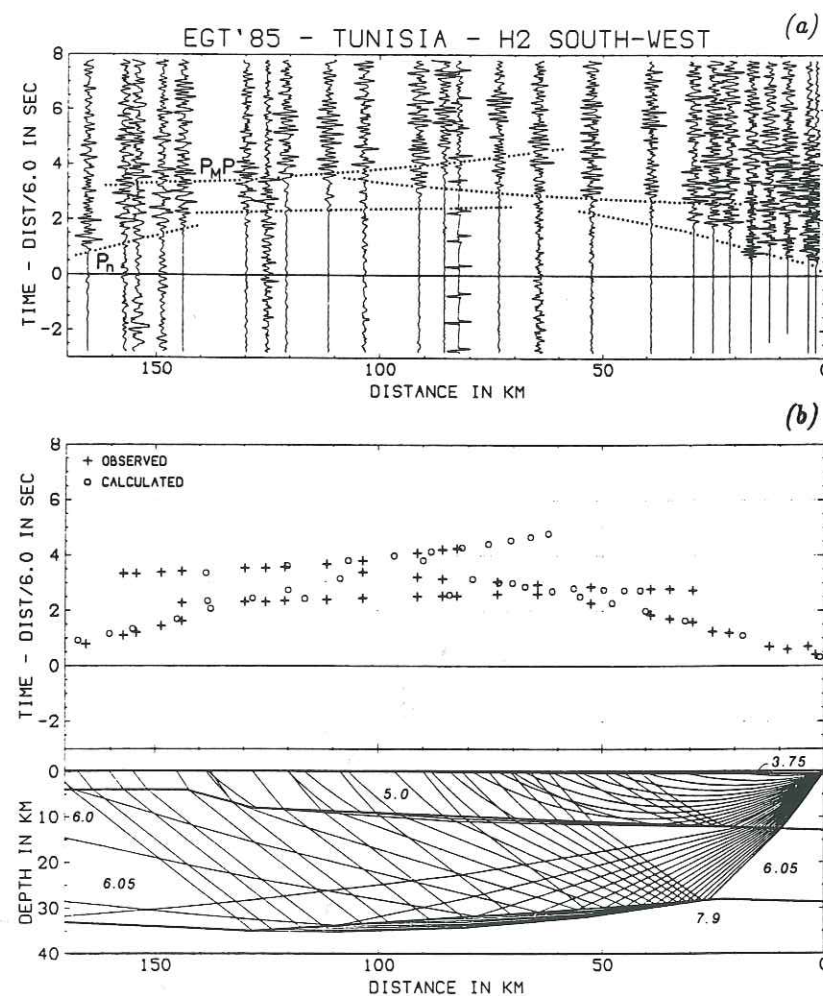


Fig. 17. (a) Shot  $H_2$  observed to the southwest. (b) Corresponding ray-tracing model. Figures in italics in the model refer to the velocity in km/s. In cases where there are thin layers with velocity gradients, the labelled value refers to an average velocity.

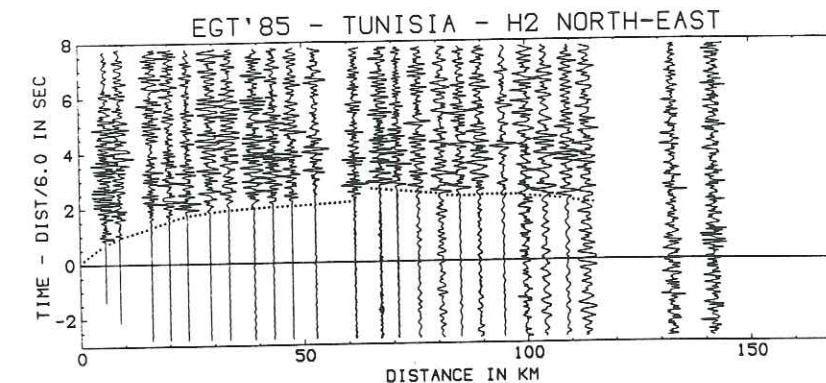


Fig. 18. Shot  $H_2$  observed to the northeast.

From 250 km onwards, apparent velocities higher than 8.0 km/s are observed in first arrival and will be discussed in Section 7.

To derive the model presented in Figure 16b, we fixed the Moho depth under shotpoint L at 20 km, as given by Makris et al. (1987), and tried to keep the Moho depth in the coastal area (31 km) consistent with that computed along segment  $H_1$ – $H_2$  (Section 3). We find that the upper-mantle velocity should be close to 7.9 km/s. Moreover, as data from  $H_2$  demand a low MCV similar to the 6.05-km/s value we used along line E–G, we also introduced a lateral velocity gradient in the crust.

Shot  $H_2$  to the southwest (Fig. 17a) provides most of the data that can be used to extend our model towards the Saharian platform. In the up-

per 10 km, we derive a velocity distribution that will be used along the continental part of line G–L (Fig. 17b). If the 6.2-km/s apparent velocity observed by first arrivals between 60 and 130 km is ascribed to a high-velocity refractor, we need a velocity reversal somewhere beneath it to fit the Moho reflection. We find it simpler to model a slight updip of a 6.0-km/s refractor, which is consistent with the Precambrian basement and Palaeozoic series rising towards the southwest (Bobier et al., 1991). The model in Figure 17b shows a very deep basement beneath  $H_2$  (13 km). This value can be connected to that obtained in Section 3 when shooting from  $H_2$  northwards (10 km). The data for  $H_2$  to the northeast (Fig. 18) also shows that a similar updip of the basement is probable, thus making  $H_2$  a place of maximum

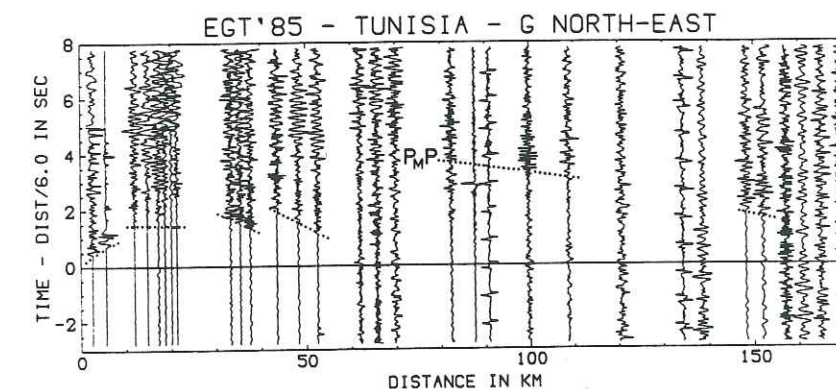


Fig. 19. Shot G observed to the northeast, showing strong variations in first arrivals times occurring in the 30–50-km range.



subsidence. Returning to Figure 17a, if we still insist for simplicity's sake on not introducing an LVZ in the crust, a downdip of the Moho towards the southwest is necessary (Fig. 17b). The minimum depth to that discontinuity is 28 km south of  $H_2$ ; a maximum depth of 35 km is reached beneath the Saharian Flexure with an upper-mantle velocity close to 8.0 km/s.

The situation of shotpoint G in the Saharian platform provides a unique opportunity to tackle the corresponding transition zone. At the border of a massive shield unit, one can indeed expect crustal thickening and changes in velocity distribution. But the shot efficiency was rather poor (Fig. 19), and we will only use the results qualitatively. We merely checked through raytracing that the  $P_g$ -wave travel time curve could correspond to a refraction from a 3–6-km-deep basement. The straightness of this first arrival is disturbed by strong variations split into two groups, both yielding very high apparent velocities (12 km/s). Although problems arose during the field experiment to determine the coordinates of the recording sites in the far south—which also means that we carefully re-checked the data processing on this profile—it seems easier to propose a subsurface effect rather than systematic mislocations of two station groups. Actually, because there are very few tracks in the vicinity of Great Eastern Erg, recording stations in the far south could not

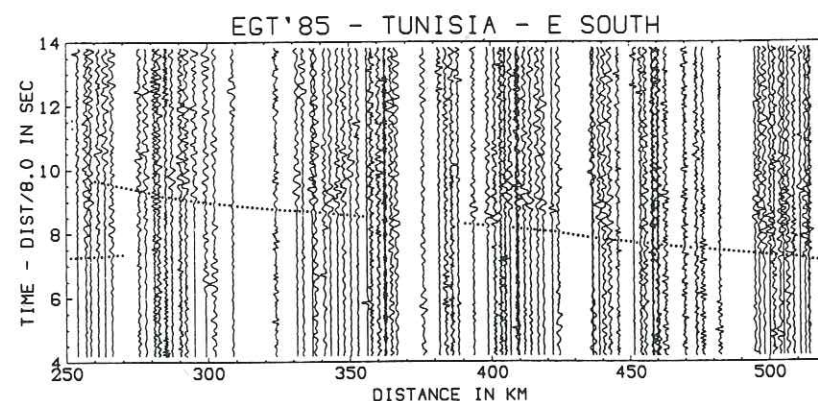


Fig. 20. Shot E observed to the south at distances beyond 250 km.

be installed inline and a crooked-line layout was used instead. The two travel time branches with high apparent velocities could thus be explained by variations in the basement depth (for instance, a mere 10° updip can increase the apparent velocity by 100%), associated with the observation line being crooked. We have not tried to include this in Figure 17b, but it now seems that the increase in the sedimentary thickness when crossing the Saharian Flexure is much more complicated than shown by our model. It could, for instance, involve tilted blocks separated by normal faulting. Also, we have to mention that the model under shotpoint G is not fully consistent with what could be interpreted in the record section as reflections from the Moho. Even if these reflections are very faint and cannot be used here as good constraints, we feel that the southernmost part of the model is not satisfactorily resolved. However, we cannot improve it given the present data set alone.

#### 7. Deep subcrustal reflectors beneath Tunisia

We finally consider the observations of shotpoints E and L at large distance (250 km onwards) southward for E (Fig. 20) and towards the southwest for L (Fig. 21). Both record sections show similar features: the first arrivals with apparent velocities around 8.0–8.2 km/s fade away

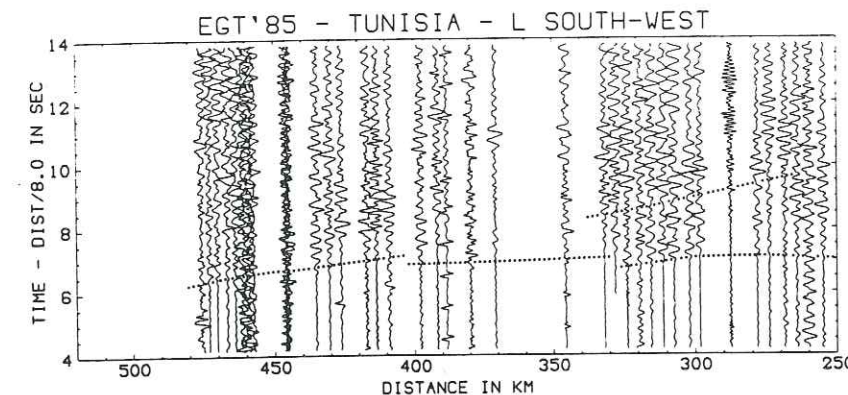


Fig. 21. Shot L observed to the southwest at distances beyond 250 km.

while a rather clear reflected signal appears. The corresponding average surface-to-reflector velocity is identical for both profiles (7.8 km/s), thus establishing the existence of a continuous deep interface under central Tunisia.

For shotpoint L, an apparent velocity of 9.4 km/s can be clearly observed in first arrivals from 400 km to 475 km. If an updip effect of the refractor cannot be excluded to account for this high velocity, the only model for the deep lithosphere that can be built at the moment has to be

one dimensional. In the raytracing presented in Figure 22, we used the 2-D crustal model described in Section 6. The upper-mantle velocity is taken as 8.1 km/s at a depth of 40 km, which fits reasonably well the first arrivals in the 250–400 km range. For simplicity's sake, we kept a single layer between the Moho and the deep interface, with a velocity of 8.55 km/s being reached at the bottom. The velocity contrast across the 87-km-deep reflector is 0.8 km/s, which is consistent with the critical distance observed here around

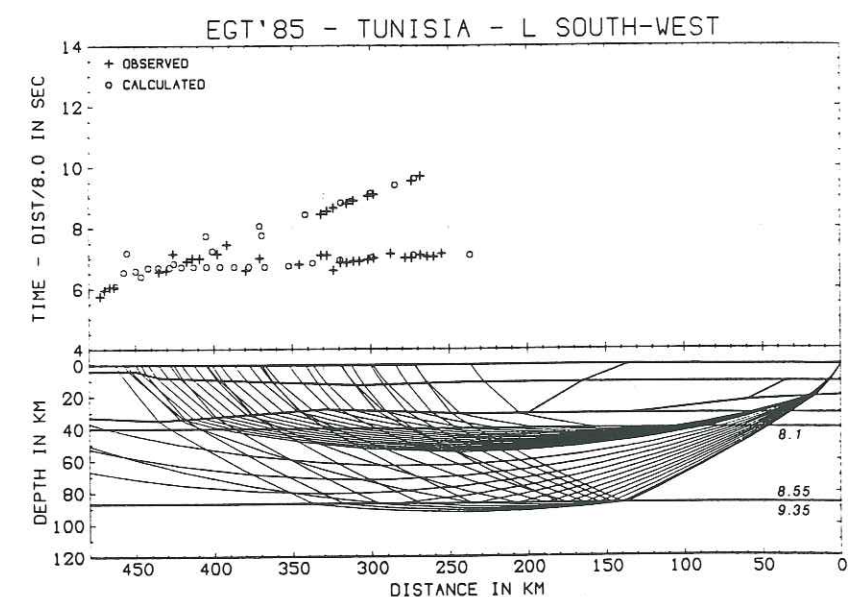


Fig. 22. Ray-tracing model for shot L at large distance. Figures in italics in the model refer to the velocity in km/s.



275 km. The velocity of 9.35 km/s modelled in the lower medium fits the first arrivals beyond 400 km.

The presence of this high velocity at a rather shallow depth can be surprising. Most lithospheric models (e.g., Hirn et al., 1973; Steinmetz et al., 1974; Yan and Mechie, 1989) keep to much lower values. However, an extensive review (Mueller and Ansorge, 1988) shows that the 100-km depth is often the place of a deep discontinuity, with velocity contrasts from 8.5 to 9.2 km/s in areas like the Central Alps. Similar indications have been found in the Iberian Peninsula (ILIHA DSS Group, in press) and the Urals. This supports our interpretation even if this 9.4-km/s value is possibly due to an updip effect.

## 8. Conclusions

Although the data quality of the EGT'85 land experiment in Tunisia is disappointing when each profile is studied separately, several facts emerge from a comprehensive overview of all the record sections. Where observed, the 6.0 km/s isoline is usually very deep. For instance in the Eastern platform, which is still actively subsiding, the depth to this isoline is 11–13 km. It could be even deeper in other areas, like the central Atlasic zone (14 km). A rather low average crustal velocity (6.0 km/s) seems to characterize most of the surveyed area. Except in the north of the Eastern platform where velocities higher than 7.0 km/s were found in the lower crust, we were forced to exclude any high-velocity lower crust from our velocity models. This result could be questioned due to the poor data quality. However, given the comprehensive analysis of the whole data set, we are inclined to stress this feature in our conclusions, even if we know it is bound to make problems with the petrological meaning of the lower crust in Tunisia. The Moho depth is around 30–35 km in the central part of Tunisia, with a likely maximum value of 37 km in the central Atlasic zone (Kasserine area). From the present data, we could not detect any crustal variation or thickening towards the Saharian platform. In the Sardinian Channel and the Pelagian Sea, a gradual updip of the Moho is observed to join the 20 km

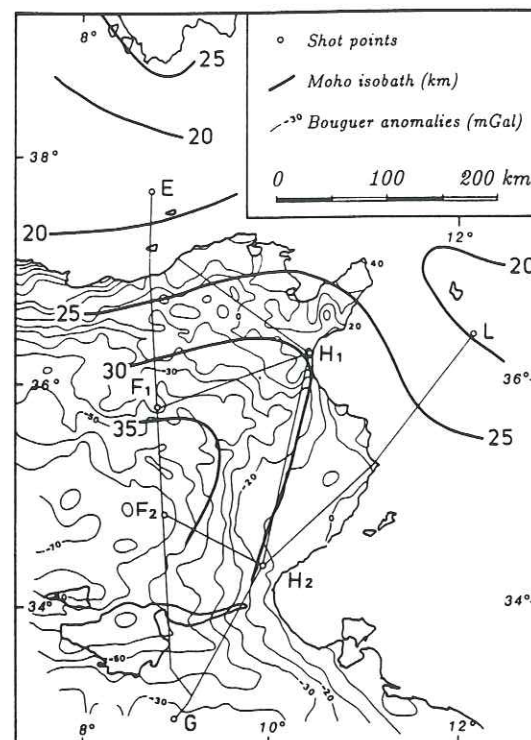


Fig. 23. Tentative Moho contour map of the surveyed area superimposed on the Bouguer gravity map of Midassi (1982).

deep Moho offshore. Complications in the Moho geometry (for instance, steps) may occur under the Tellian chains, where offsets are observed in the  $P_n$ -wave travel time curve. The mean crustal velocity seems to follow this variation and increases from the continent towards the sea. Under the northern margin of Tunisia, the upper-mantle velocity (8.0 km/s) can be confirmed on reversed profiles. On two long-range profiles, reflections evidence a continuous deep interface under central Tunisia at a depth of about 87 km. An anomalously high apparent velocity (9.4 km/s) is found underneath.

Figure 23 shows a tentative Moho contour map in the surveyed area, superimposed on a Bouguer gravity map by Midassi (1982). This comparison is not intended to demonstrate that we think we know everything about the deep structure of Tunisia but only to give a general idea of Moho isobaths. It rather suggests that some of the presented velocity models may have

to be revised or completed after detailed 3-D seismic modelling and the integration of gravity and magnetics. Despite its imperfections, however, the experiment has yielded new information on the structure of the lithosphere down to a depth of 100 km in a previously unsurveyed area.

## Acknowledgements

This experiment was part of the EGT project. Different funding agencies financially supported the participation of their respective countries; France: Institut National des Sciences de l'Univers; Germany: Deutsche Forschungsgemeinschaft; Italy: Consiglio Nazionale delle Ricerche; Switzerland: Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique, Swiss Federal Institute of Technology; and Tunisia: Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (ETAP), Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, Tunisian Army.

Obviously an experiment of such a scope could not have been carried out without the assistance and technical support of a large number of individuals, national, and private institutions. The following Universities provided equipment: Berlin, Catania, Genova, Hamburg, Lecce, Milano, Napoli, Paris, Trieste, Zürich. ETAP supplied most of the logistics (vehicles and accommodations) and was charged with the shotpoint localization and drilling and all the cartographic support. Tunisia also provided 50 land operators and facilities for the headquarters. Last but not least we thank the participants in the field work, whose efforts to operate the equipment had to be made under sometimes quite severe circumstances.

The constructive criticisms of two anonymous reviewers on a first draft of this paper are sincerely acknowledged. Contribution No. 696, Institute of Geophysics, ETH Zürich.

## References

- Ben Ayed, N., 1986. Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel, Thèse Doct. Etat, Paris-Sud-Orsay, 327 pp.
- Berckhemer, H., 1970. Mars 66. Eine Magnetbandapparatur für seismische Tiefensondierung. Z. Geophys., 36: 501–518.
- Bobier, C. and Martin, G., 1976. Remarques sur l'évolution cénozoïque du Déroit Siculotunisien. Rapp. Comm. Int. Mer Médit., 24: 223–225.
- Bobier, C., Viguière, C., Chaari, A. and Chine, A., 1991. The post-Triassic sedimentary cover of Tunisia: seismic sequences and structure. In: R. Freeman, M. Huch and St. Mueller (Editors), The European Geotraverse, Part 7. Tectonophysics, 195: 371–410.
- Boccaletti, M., Cello, G. and Tortorici, L., 1990. First order kinematic elements in Tunisia and the Pelagian block. In: R. Freeman and St. Mueller (Editors), The European Geotraverse, Part 6. Tectonophysics, 176: 215–228.
- Burrollet, P.F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Ann. Mines Géol. Tunis., 18, 350 pp.
- Burrollet, P.F., 1991. Structures and tectonics of Tunisia. In: R. Freeman, M. Huch and St. Mueller (Editors), The European Geotraverse, Part 7. Tectonophysics, 195: 359–369.
- Burrollet, P.F. and Busson, G., 1983. Plate-forme saharienne et Mésogée au cours du Crétacé. Notes Mém. CFP, Paris, 18: 17–26.
- Burrollet, P.F. and Ellouz, N., 1986. Evolution of sedimentary basins in central and eastern Tunisia. Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10(1): 49–68.
- Durand-Delga, M., 1978. Alpine chains of the Western Mediterranean (Betic Cordilleras and Maghrebides). In: M. Lemoine (Editor) Geological Atlas of Alpine Europe and Adjacent Alpine Areas. Elsevier, Amsterdam, pp. 163–225.
- Egger, A., 1992. Lithospheric structure along a transect from the northern Apennines to Tunisia derived from seismic refraction data. Ph. D. Thesis, ETH Zürich, 150 pp.
- Egger, A., Demartin, M., Ansorge, J., Banda, E. and Maistrello, M., 1988. The gross structure of the crust under Corsica and Sardinia. In: R. Freeman, A. Berthelsen and St. Mueller (Editors), The European Geotraverse, Part 4. Tectonophysics, 150: 363–389.
- Ellouz, N., 1984. Etude de la subsidence de la Tunisie atlantique, orientale et de la mer pélagienne. Thèse 3ème cycle, Paris, 84–29, 139 pp.
- Galson, D. and Mueller, St., 1986. An introduction to the European Geotraverse Project: First results and present plans. In: D. Galson and St. Mueller (Editors), The European Geotraverse, Part 1. Tectonophysics, 126: 1–30.
- Haller, P., 1983. Structure profonde du Sahel tunisien; interprétation géodynamique. Thèse Université de Franche-Comté, Besançon.
- H'Faiedh, M., Dorel, J. and Dubois, J., 1985. Crustal anomalies under the Tunisian seismograph array using teleseismic P waves. Tectonophysics, 118: 131–141.
- Hirn, A., Steinmetz, L., Kind, R. and Fuchs, K., 1973. Long range profiles in Western Europe: II. Fine structure of the lower lithosphere in France (Southern Bretagne). Z. Geophys., 39: 363–384.
- ILIHA DSS Group, in press. An investigation on the lithospheric heterogeneity and anisotropy in Iberia: The ILIHA DSS experiment. Tectonophysics (in press).



- Maistrello, M., Scarascia, S., Corsi, A., Egger, A. and Thouvenot, F., 1990. EGT 1985 Southern Segment: Compilation of Data from the seismic refraction experiments in Tunisia and Pelagian sea. Open File Rep. (2 vol.). CNR, Milano.
- Makris J., Nicolich, R. and Barton, P., 1987. Crustal structure of the Sardinian Channel and the Pelagian sea. (Abstract) 4th Meeting Eur. Union Geosci., Strasbourg.
- Marillier, F. and Mueller, St., 1985. The western Mediterranean region as an upper mantle transition zone between two lithospheric plates. *Tectonophysics*, 118: 113-130.
- Midassi, M.S., 1982. Regional gravity of Tunisia. Master thesis, Univ. South Carolina, 125 pp.
- Morelli, C. and Nicolich, R., 1990. A cross section of the lithosphere along the European Geotraverse Southern Segment (from the Alps to Tunisia). In: R. Freeman and St. Mueller (Editors), *The European Geotraverse*, Part 6. *Tectonophysics*, 176: 229-243.
- Mueller, St. and Ansorge, J., 1988. Deep seismic sounding of the mantle lithosphere in Europe. In: G. Nolet and G. Dost (Editors), 4th EGT workshop: the Upper Mantle. European Science Foundation, Strasbourg, pp. 63-75.
- Research Group for Lithospheric Structure in Tunisia (Reporter: F. Thouvenot), 1987. EGT'85 experiment in Tunisia: first results. (Abstr.) 4th Meeting Eur. Union Geosci., Strasbourg.
- Scandone, P. and Patacca, E., 1984. Tectonic evolution of the central Mediterranean area. *Ann. Geophys.*, 2(2): 139-142.
- Scarascia, S., Maistrello, M., Lozej, A., Tabacco, I., Thouvenot, F., Giese, P., Buness, H., Merlanti, F., Pedone, R. and Nicolich, R., 1988. Preliminary results of the 1985 deep seismic sounding campaign in Tunisia and in the Pelagian sea. (Abstr.) 13th Meeting Eur. Geophys. Soc., Bologna. *Ann. Geophys., Spec. Iss.*, p. 55.
- Steinmetz, L., Hirn, A. and Perrier, G., 1974. Réflexions sismiques à la base de l'asthénosphère. *Ann. Géophys.*, 30: 173-180.
- Will, M., 1975. Refraktionsseismik im Nordteil der Ostalpen zwischen Salzach und Inn, 1970-1974: Messungen und deren Interpretation. Diss. Univ. München.
- Yan, Q.Z. and Mechie, J., 1989. A fine structural section through the crust and lower lithosphere along the axial region of the Alps. *Geophys. J.*, 98: 465-488.
- Zargouni, F. and Abbès, Ch., 1985. The structural zonation of Tunisia. In: D.A. Galson and St. Mueller (Editors), *The Second EGT Workshop: the Southern Segment*. European Science Foundation, Strasbourg, pp. 249-254.

## CHAPITRE 2

MIGRATION GÉOMÉTRIQUE  
DU PROFIL ECORS PYRÉNÉES

[SÉNÉCHAL, G. & THOUVENOT, F. 1994. Seismic diffraction from the North Pyrenean Fault: a depth-migrated line-drawing of the ECORS profile, *Tectonophysics* 233, 83-89.]





Tectonophysics 233 (1994) 83–89

## TECTONOPHYSICS

## Seismic diffraction from the North Pyrenean Fault: a depth-migrated line-drawing of the ECORS profile

Guy Sénéchal \*, François Thouvenot

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble, I.R.I.G.M., B.P. 53X, 38041 Grenoble, France

(Received May 5, 1993; revised version accepted September 14, 1993)

### Abstract

We present here a complete depth-migrated line-drawing of the ECORS Pyrenees profile. The main feature of the migrated section is an important diffraction zone generated by the North Pyrenean Fault. We image several inhomogeneities in both the Iberian and the European upper crust. Some of them can be linked to Proterozoic materials that have been affected by Hercynian tectonics. Deeper, around 25 s two-way time (TWT), several dipping reflectors initially identified below the Aquitaine basin migrate to the south. They form the northern limit of the Iberian lower crust dipping beneath a wedge consisting of European crust and upper mantle, a previously described but now better imaged feature of the lithosphere beneath the Pyrenees.

### 1. Introduction

The ECORS Pyrenees profile is a 250-km-long deep seismic survey which was acquired in 1986 across the Pyrenees from the Aquitaine basin to the Ebro basin (Fig. 1). From north to south, this profile crosses the entire orogenic belt. Detailed descriptions of the geological and geographical context were presented by Choukroune et al. (1989).

Several interpretations of this profile have already been published. The different models are always based on the continuity, dip and localization of the reflectors. Some of the interpretations

focus on the Axial Zone and they mainly deal with the reflectors situated below the North Pyrenean Fault. However, these models are usually based on partially migrated or even unmigrated data. As many intra-crustal reflectors have a strong dip (35–40°), sometimes at great depth, migration is vital to the creation of reliable balanced cross-sections.

### 2. Some very deep dipping reflectors

Any interpretation of vertical seismic data usually makes use of a line-drawing to extract the geological information from the seismic section. Following a first presentation of the results (ECORS Pyrenees Team, 1988), a complete line-drawing of the ECORS Pyrenean profile was produced (Choukroune et al., 1989). For objectiv-

\* Present address: Ecole Polytechnique de Montréal, Génie minéral, C.P. 6079, Succursale A, Montréal, Que. H3C 3A7, Canada.

84

G. Sénéchal, F. Thouvenot / Tectonophysics 233 (1994) 83–89

ity's sake, the section was independently analysed by a group of geologists and geophysicists, in order to pick the most energetic events. The final result (Fig. 2a) corresponds to a synthesis of their independent line-drawings.

The high quality of the data is responsible for the line-drawing showing a great density of reflectors. Very deep reflections (around 25 s TWT) could be picked below the Aquitaine basin. They dip to the north, and, if we take into account the geometrical principles of the vertical seismic reflection method, these reflectors will be shifted to the south, to a shallower position but with an increased dip. The magnitude of such a migration will depend on the depth and dip of the reflectors. Migration is very important here because these reflectors migrate to the contact between Iberian and European crust. These reflectors are used in various balanced cross-sections where they constrain the shortening estimate (Daignières et al., 1989; Davy et al., 1990). The shape of the contact between the Iberian and the European Moho determines: first, the extension of the imbrication between both lithospheres; and second, the geometry at depth of the North Pyrenean Fault.

### 3. With or without migration?

Methods of numerical migration have been mainly developed for oil exploration (McQuillin et al., 1979). They give good results only for short travel times (4–5 s TWT). For continental deep seismic data, the low signal-to-noise ratio and the poor knowledge of the velocity distribution frequently create artefacts and noise that degrade the sections (Warner, 1987). This is probably the reason why many authors use only line-drawings of the unmigrated section (Fig. 2a). This has led some authors to base their interpretations on unmigrated time sections, which might have been adequate near the surface (Baby, 1988; Choukroune et al., 1989; Déramond et al., 1990) but is certainly not so at depth in the presence of dip. Others have concentrated on the migration of a few selected reflectors (Daignières et al., 1989; Roure et al., 1989).

Different intermediate solutions to the migration of deep continental reflection data have been proposed in the last few years. One of these is a ray-tracing migration of the line-drawing (Raynaud, 1988), tested on few reflectors by Roure et al. (1989). Marthelot obtained a full migrated

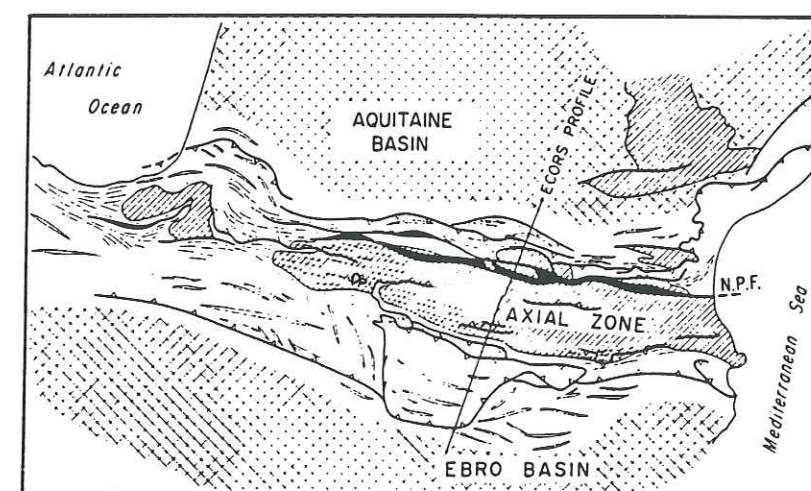


Fig. 1. Structural sketch map of the Pyrenees and position of the ECORS profile (after Choukroune et al., 1989). N.P.F. = North Pyrenean Fault.



section of the Iberian part of the section (Surinach et al., 1993) using a coherency-weighted migration with a constant velocity. Nevertheless, the different results are not fully satisfactory and many published interpretations do not take into account the effects of migration.

We use here a geometrical approach that computes the tangent common to two wavefronts (Sénéchal and Thouvenot, 1991). This method was first tested with the ECORS Alps data, and proved very efficient compared with other migrations. Moreover, we can handle both lateral and

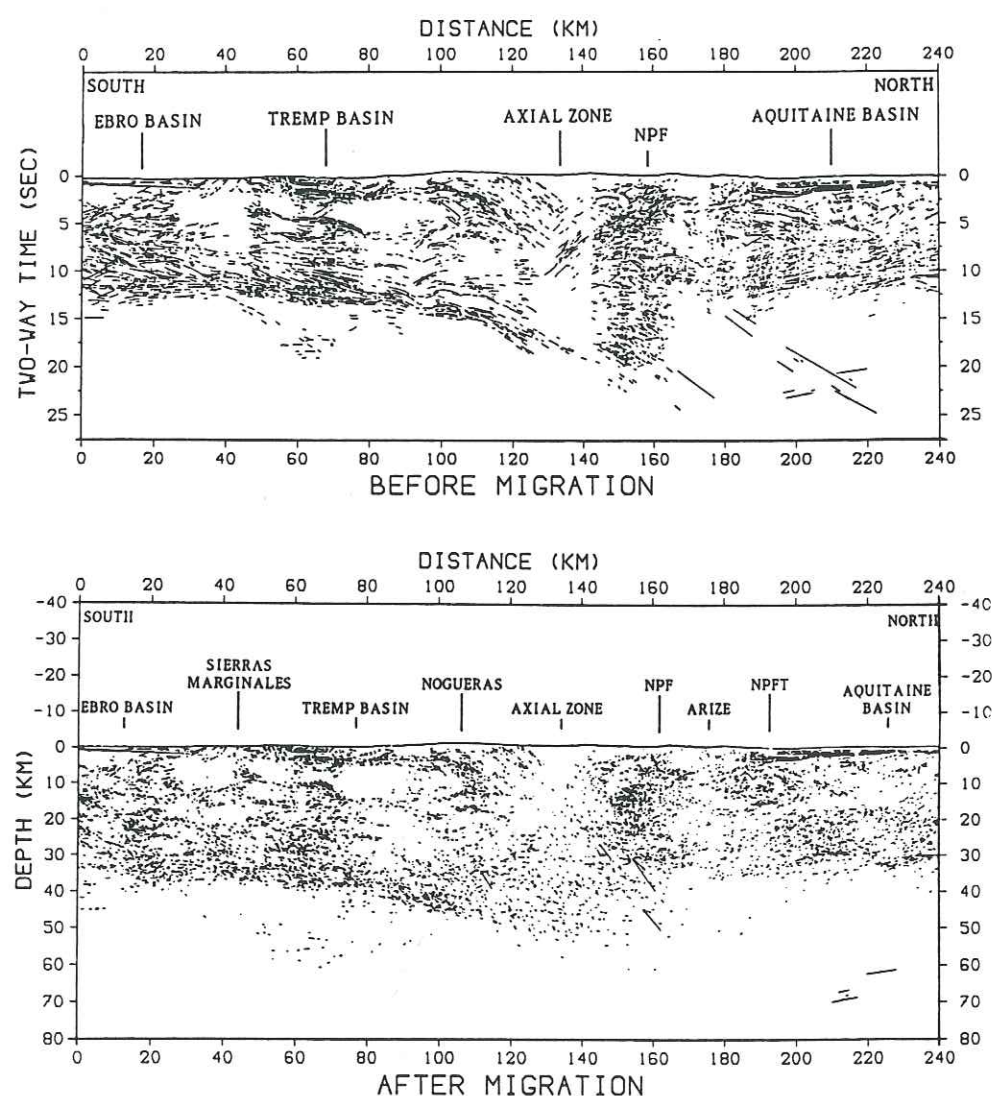


Fig. 2. (a) Unmigrated time line-drawing (after Choukroune et al., 1989) and (b) Migrated depth line-drawing obtained by geometrical migration, using the velocity model shown in Fig. 3. Deep reflectors below the European crust are shown unsplit after migration. NPF = North Pyrenean Fault; NPFT = North Pyrenean Frontal Thrust.

vertical velocity variations. The migrated depth-section can be directly used for interpreting and constraining balanced cross-sections.

#### 4. A depth-migrated line-drawing

Using the unmigrated time line-drawing and a velocity model, we obtain a depth-migrated cross-section (Fig. 2b). It is well known that the migration of a line-drawing is more subjective than a numerical migration. Our aim is limited here to a comparison between migrated and unmigrated line-drawings. The time-to-depth transformation and the migration are performed using a two-dimensional velocity model. Considering the P-wave velocity distribution, we compute mean velocities between the surface and each point of the section. Based on the synthesis of the previous studies (Gallart et al., 1980, 1981; Daiginières et al., 1981, 1982; Roure et al., 1989; Berastegui, 1992), we define the velocity model used for migration (Fig. 3).

Each reflector is split into 50-m-long segments, and each segment is migrated using the mean surface-to-reflector velocity ( $V_{\text{mean}}$ ) which can be computed before migration. For horizontal or low-dipping reflectors, the difference between this velocity and that which can be computed when the reflector is in its migrated position is usually negligible. The problem is more critical for deep, very dipping reflectors (Fig. 4) where the difference in velocity before and after migration (seg-

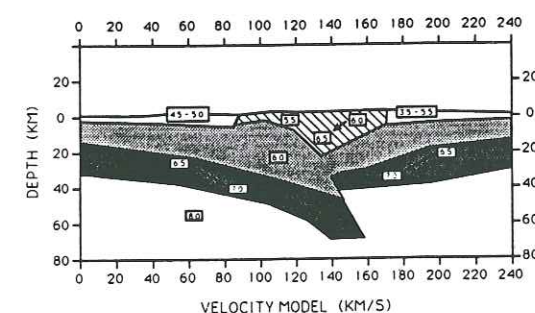


Fig. 3. Velocity model used for the time-to-depth transformation and for the migration (modified from Berastegui, 1992). Velocities are true P-wave velocities.

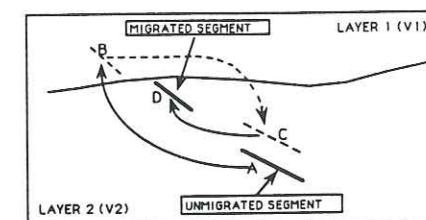


Fig. 4. For migrating deep reflectors, one must take into account the important velocity gradient between the unmigrated and the migrated position.

ments A and B, Fig. 4) can be very large. We first migrate segment A into B, and we determine the surface-to-reflector velocity ( $V_{\text{mean}}$ ) for this migrated position. Taking this velocity into account, we "de-migrate" segment B into a new unmigrated position (C). We iterate the migration (segment D) until the difference in velocity before and after migration is acceptable, which is the case after two or three iterations. For example, with the velocity model described above, deep reflectors located below the Moho, at more than 12 s TWT, ( $V_{\text{mean}} = 6.7$  km/s) migrate into the lower crust, at a depth of about 30 km ( $V_{\text{mean}} = 6.05$  km/s). Using the algorithm described above, we chose a mean velocity of 6.15 km/s to migrate these reflectors.

The line-drawing is digitized before migration and each reflector is split into several segments, which are later individually migrated. It is possible to migrate the entire reflector, but it would not then be possible to take into account the small variations in dip that occur over its length. The separate migration of the segments of each reflector allows us to take account of these variations. The appearance of the migrated section is similar to that of other migration processings (see, for example, Surinach et al., 1993), and we interpret much of our information from the concentration of the migrated line segments.

#### 5. Interpretation of the migrated data

Some features of the unmigrated section are still present after migration. The geometry of the



Mesozoic and Cenozoic sedimentary cover is unchanged, which still makes a detailed interpretation of surface tectonics valid, as proposed by Choukroune et al. (1989). The Iberian crust is definitely thicker than the European crust, with a Moho at 35-km depth in the south, which dips to the north to reach a 55-km depth beneath the North Pyrenean Fault. The European crust is about 30 km thick. Both crusts show a high density of reflectors in their lower parts, which makes the lower crust about 11 km thick.

We will focus our discussion of the migrated cross-section on the following four observations which were not distinct before migration:

(1) The Iberian upper crust shows many reflectors which clearly delimit three important units in the 3–12-km depth range below the Sierras Marginales and the Tremp Basin (Fig. 2). These units can be interpreted as structural markers corresponding to ramps and flats associated to Hercynian movements (Choukroune et al., 1989; Roure et al., 1989). However, the lack of reflections within these units leads us either to support a change in lithology within the Paleozoic formations, or to consider these units as cores unaffected by orogenic motions and apparently more homogeneous than the crust situated directly below them.

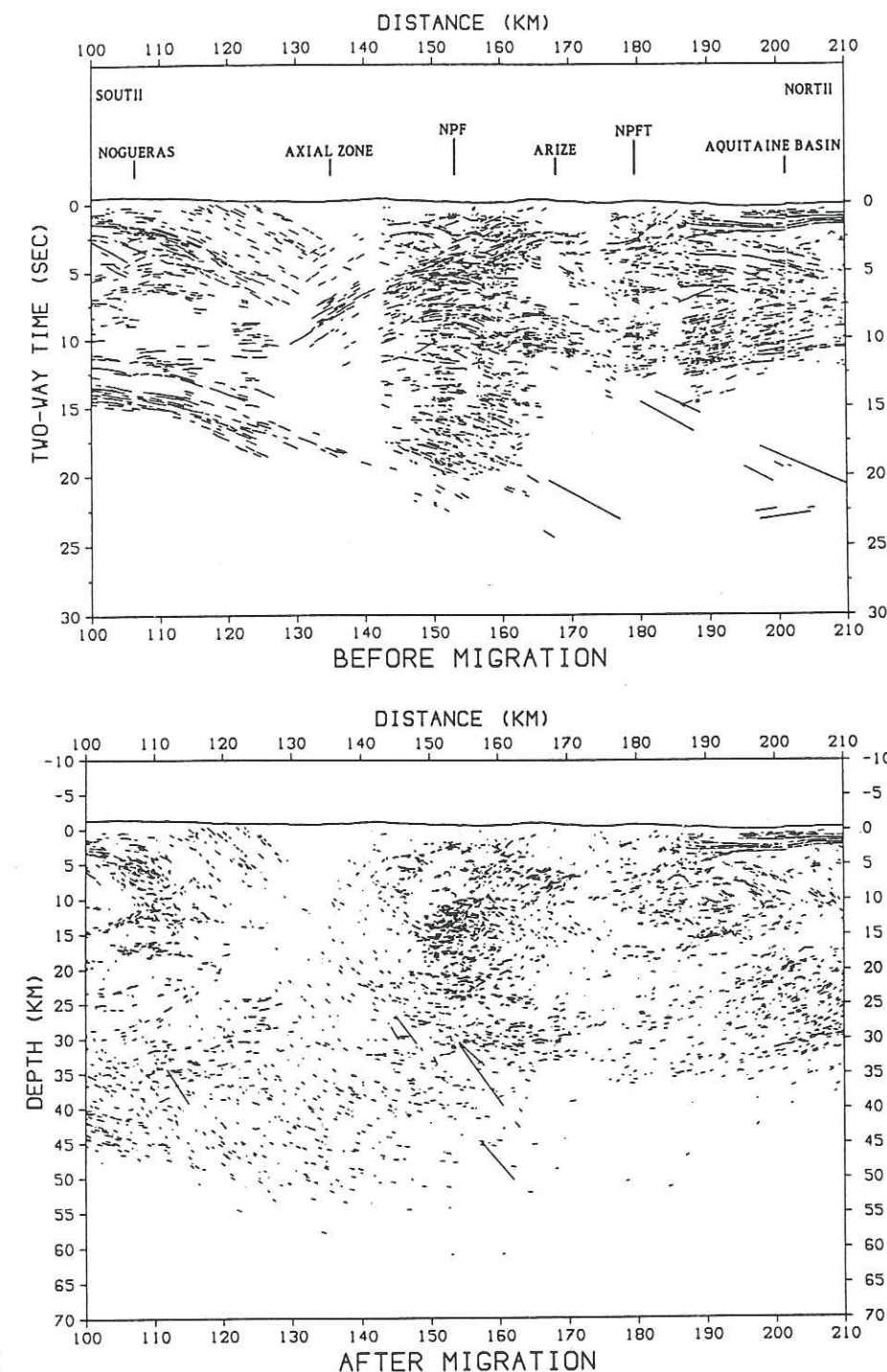
(2) The northern limit of the axial zone beneath the North Pyrenean Fault shows numerous intersecting reflectors, characteristic of a large diffraction zone at about 12-km depth (between km 150 and 160, Fig. 2). The central part of the axial zone does not contain many reflections even at shallow depth (km 130–150, Fig. 2), though its northern part can be considered the most reflective zone of the unmigrated section. After migration, these reflections are focused on a narrow vertical band. The way they intersect is characteristic of a diffraction zone. No real continuity of reflectors can be claimed after migration under the Arize massif. Taking into account the location of the North Pyrenean Frontal Thrust at the surface, we do not believe that this thrust really extends deep into the crust and it does not seem to affect the North Pyrenean Fault as proposed by Choukroune et al. (1989).

Different interpretations of this part of the

profile have been proposed, with a North Pyrenean Fault more or less affected by the post-Hercynian tectonics (Roure et al., 1989; Mattaufer, 1990; Choukroune et al., 1990). The hypothesis of a deep continuation of the south-dipping North Pyrenean Frontal Thrust is not supported by the migrated section. No coherent reflections can be associated with the thrust, which corresponds to the northern limit of the Arize massif (Fig. 5). We believe that the numerous reflectors located at depths between 10 and 20 km below the northern part of the axial zone are generated by diffractions along the vertical North Pyrenean Fault (Fig. 5). The diffraction zone is characterized, after migration, by numerous localized intersecting reflectors. The North Pyrenean Fault is nearly vertical at the surface and the presence of this diffraction zone indicates that the fault is close to vertical at depth. The alternative hypothesis of a segment of lower crust at such a shallow depth is not supported by gravity data (Torné et al., 1989).

(3) The European upper crust presents more north-dipping reflectors than south-dipping ones. Under the southern sedimentary cover of the Aquitaine Basin we identify two north-dipping alignments of reflectors. They can be associated to ramp anticlines or pre-Mesozoic tilted blocks as proposed by Choukroune et al. (1990). A few south-dipping and flat reflectors characterize the deep crust of the Arize massif (Dérmond et al., 1990).

(4) The deep reflectors below the axial zone define the top of the Iberian lower crust, underlying part of the European lithosphere. The geometry of the Moho can be better imaged after migration. The Iberian crust dips progressively under the European mantle wedge, showing some reflectors as deep as 55 km. The deep reflectors located under the European crust before migration now define the top of the Iberian lower crust (Fig. 5) dipping under the European mantle wedge (Hirn et al., 1980). At this depth, the poor density of reflectors may be due to a change in the mechanical behaviour of the materials which are more ductile and generate less diffractions, or it may be due to the increasing attenuation of the signal as a function of depth.





## 6. Conclusion

The migration of the line-drawing of the ECORS Pyrenean profile provides us with a more accurate picture of the real geometry of the geological structures. This processing is indispensable when reliable, balanced cross-sections have to be built. On both parts of the axial zone, the different aspects of the upper crust express the existence of Hercynian structures. The axial zone is characterized by a high density of diffractions that are due to several vertical faults in the crust, such as the North Pyrenean Fault. The geometry of the northern wedge of the Iberian crust is better imaged. The hypothesis of a possible extension at depth of the North Pyrenean Frontal Thrust is not supported by the migrated data.

## Acknowledgements

Compagnie Générale de Géophysique acquired and processed the data within the framework of the ECORS Pyrenees Project. We thank A. Calvert for improving an early version of the manuscript.

## References

- Baby, P., 1988. Chevauchements dans une zone à structure complexe—La zone nord-pyrénéenne ariégeoise. Thèse de Doctorat, Toulouse, 149 pp.
- Berastegui, X., 1992. Interpretación de los perfiles 85 PYR 01 y 86PIR 01 ECORS en terminos de facies sísmicas. In: Proyecto Hispano-Francia ECORS-PIRINEOS. Raycar, Madrid.
- Choukroune, P. and ECORS Team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile: Reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8: 23–39.
- Choukroune, P., Pinet, B., Roure, F. and Cazes, M., 1990. Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrenees and Biscay lines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8: 313–320.
- Daignières, M., Gallart, J. and Banda, E., 1981. Lateral variation of the crust in the North Pyrenean Zone. *Ann. Géophys.*, 37: 435–456.
- Daignières, M., Gallart, J., Banda, E. and Hirn, A., 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57: 88–110.
- Daignières, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E. and Torne, M., 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line. *Tectonics*, 8: 1051–1058.
- Davy, P., Choukroune, P. and Suzanne, P., 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8: 219–228.
- Déramond, J., Baby, P., Specht, M. and Crouzet, G., 1990. Géométrie des chevauchements dans la Zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8: 287–294.
- ECORS Pyrenees Team, 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331: 508–511.
- Gallart, J., Daignières, M., Banda, E., Surinach, E. and Hirn, A., 1980. The Eastern Pyrenean Domain: Lateral variations at crust–mantle level. *Ann. Géophys.*, 36: 141–158.
- Gallart, J., Banda, E. and Daignières, M., 1981. Crustal structure of the Paleozoic Axial Zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean Zone. *Ann. Géophys.*, 37: 457–480.
- Hirn, A., Daignières, M., Gallart, J. et al., 1980. Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho. *Geophys. Res. Lett.*, 7: 263–266.
- Mattauer, M., 1990. Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8: 307–311.
- McQuillin, R., Bacon, M. and Barclay, W., 1979. An Introduction to Seismic Interpretation. Graham and Trotman, London, 199 pp.
- Raynaud, B., 1988. A 2-D, ray-based, depth migration method for deep seismic reflections. *Geophys. J.*, 93: 163–171.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. and Déramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8: 41–50.
- Sénéchal, G. and Thouvenot, F., 1991. Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data. Bayreuth Symposium, Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser., 22: 401–407.
- Surinach, E., Marthelot, J.M., Gallart, J., Daignières, M. and Hirn, A., 1993. Seismic images and evolution of the Iberian crust in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 221: 67–80.
- Torné, M., De Cabissole, B., Bayer, R., Casas, A., Daignières, M. and Rivero, A., 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile. *Tectonophysics*, 165: 105–116.
- Warner, M., 1987. Migration—why doesn't it work for deep continental data? *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 89: 21–26.

Fig. 5. Comparison between unmigrated and migrated sections in the central part of the profile. Deep reflectors below the European crust shown unsplit to check the effect of migration.

## CHAPITRE 3

### LA RACINE DE L'OURAL

[THOUVENOT, F., KASHUBIN, S.N., POUPINET, G., MAKOVSKIY, V.V., KASHUBINA, T.V., MATTE, Ph. & JENATTON, L. 1995. The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismics, *Tectonophysics* 250, 1–13.]





## The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismics

F. Thouvenot <sup>a,\*</sup>, S.N. Kashubin <sup>b</sup>, G. Poupinet <sup>a</sup>, V.V. Makovskiy <sup>b</sup>,  
T.V. Kashubina <sup>b</sup>, Ph. Matte <sup>c</sup>, L. Jenatton <sup>a</sup>

<sup>a</sup> LGIT (CNRS), Observatoire de Grenoble, IRIGM, BP 53X, 38041 Grenoble, France

<sup>b</sup> BGE, UralGeolKom, Zarechnyy, Beloyarskiy, 624051 Ekaterinburg, Russia

<sup>c</sup> LGGP, USTL, Place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier, France

Received 29 July 1994; accepted 23 May 1995

### Abstract

The existence of a crustal root beneath the Urals which would deflect the position of the Moho by some 20 km is still largely controversial. A French–Russian project carried out a wide-angle-reflection seismic experiment across the Middle Urals to image the Moho topography along a 175-km profile running approximately east–west north of Ekaterinburg. New data show a 6-km Moho deflection beneath the central part of the orogen. The Moho reflectivity is variable along the section, with very sharp reflections beneath the Russian platform (45-km depth), and fainter attenuated signals in the root zone (51-km depth). Even if this crustal root is not as thick as indicated by some previous speculations, it makes the Urals the only Palaeozoic orogen in the world to show such a peculiarity. A major ultramafic overload in the upper crust would partly balance the crustal root, in accordance with isostatic equilibrium. We finally postulate that sharp wide-angle reflections from the Moho can be considered indicative of a layered lower crust. This would apply to the Russian platform which maybe gained this structuring during the Ordovician extensional régime.

### 1. Introduction

Trending north–south over 3000 km from Novaya Zemlya to the Aral Sea (Fig. 1), the Urals mark the boundary between two plates: Baltica (the Russo-Baltic plate) to the west and the Siberian plate to the east. Built during the Carboniferous–Permian (345–230 Ma), they are approximately contemporary with the Appalachian, Caledonian and Variscan belts, all testimonies of the lengthy accretion of the Pangean supercontinent during the Palaeozoic (Matte, 1986).

The Uralian belt is actually part of a much broader orogen that extended along the southwestern margin of the Siberian plate — where it met the Tadzhik–Tarim plate — and also incorporated Tien Shan, Kazakhstan, Altai and Mongolia (Matte, 1995). Hence, what appears on a large-scale tectonic map as a relatively narrow and linear belt is misleading: the thick Cainozoic cover of western Siberia and the undeformed Palaeozoic sediments of Kazakhstan hide much of the orogen to the east.

The Urals are a classical obduction belt with a complex accretionary history. Unlike the Appalachians, Caledonides and Variscides, which were subsequently disrupted by the Mesozoic extension of

\* Corresponding author.

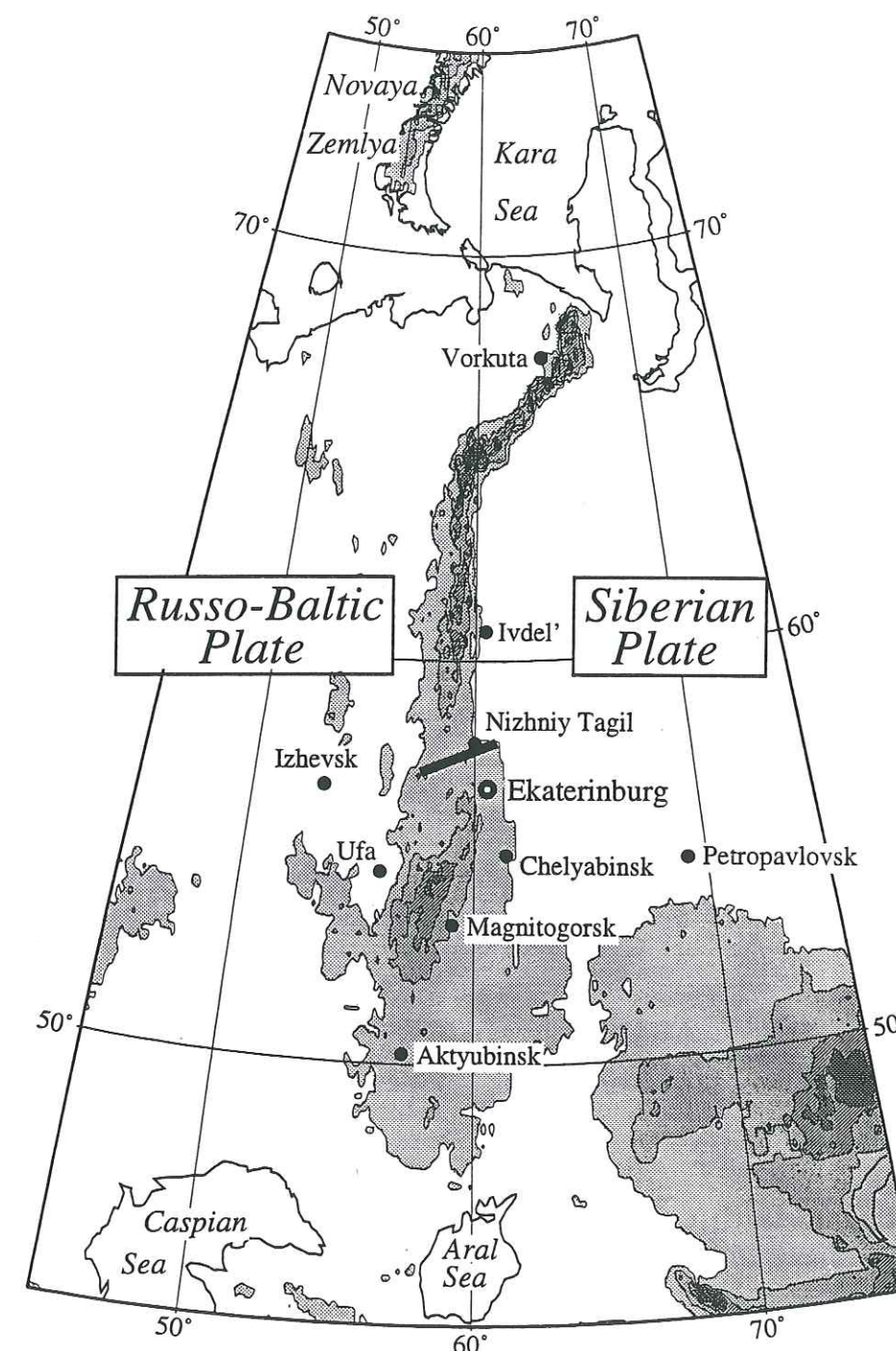


Fig. 1. Map of Central Eurasia showing the investigated area (heavy line) in the Middle Urals. Elevation higher than 200 m is shaded; maximum elevation is found in the Polar Urals, southwest of Vorkuta (1895 m), and in the Southern Urals, north of Magnitogorsk (1640 m); in the Middle Urals, maximum elevation is 500 m only.



Pangea and the Cainozoic orogeny, the Urals were only slightly reworked after the Mesozoic, and it is probably one of the best preserved Palaeozoic orogens in the world. Their early history began with Ordovician distension at the eastern margin of the Russian platform, which resulted in the formation of the Uralian ocean (Zonenshain et al., 1984, 1990). Convergence followed, first involving an eastward subduction of Baltica, and the formation of island arcs and back-arc basins. Obduction began during the Carboniferous, with a westward vergence and nappe transport from the internal (eastern) ophiolites to the external (western) Permian foredeep. This régime held till the Late Permian. A likely subduction reversal then gave the central part of the belt (Tagil–Magnitogorsk synform) its characteristic bivergent anatomy (Matte, 1995). Proterozoic and Palaeozoic terranes were partly metamorphosed and intruded by granitic domes when the continental collision occurred. The neotectonic re-activation of the belt is a long-term effect of Cainozoic uplift, with present uplift rates claimed to be as high as  $2 \text{ mm yr}^{-1}$ , and significant historical seismicity (Ryshiy et al., 1992).

The main controversy concerning the deep structure of the Urals is the existence — or the absence — of a crustal root. The Moho discontinuity is beyond doubt the major seismic boundary in the continental lithosphere, and tectonic evolution is likely to leave imprints on its position and its seismic characteristics (e.g., its reflectivity). For extensional areas in high heat-flow context, the Moho may migrate to restore a kind of lateral homogeneity. In regions of tectonic convergence and for recent orogenic belts, it is now clearly demonstrated that the Moho topography can be disrupted through dips, throws and steps, as shown in the Pyrenees (Hirn et al., 1980), the Himalayas (Hirn et al., 1984), or the Alps (ECORS–CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989; ETH Working Group on Deep Seismic Profiling, 1991).

What happens in Palaeozoic orogens is not so clear cut. The entire crust of the Appalachians was thinned during the Late Triassic breakup of Pangea (McBride and Nelson, 1991); the Caledonides have presently a normal crustal thickness (Matthews and Cheadle, 1986) after isostatic rebound educted a 30-km-thick crustal root (Andersen et al., 1991); the

Variscides have no crustal root, but the Moho reflectivity still clearly characterizes different tectonic provinces (Meissner and Wever, 1986; Matte and Hirn, 1988). If the Urals have a crustal root, as envisaged since the last decade on the ground of refraction seismic data, it would make them singular among Palaeozoic orogens. It would also bring into question the age of this crustal root — Palaeozoic, Mesozoic, or Cainozoic? The theory developed by Meissner et al. (1987), according to which crustal roots are transient and should be considered as very short-lived phenomena, might then need to be revisited. The age of the Moho deflection has maybe no influence on the persistence of crustal roots.

## 2. Brief review of geophysical data

The Urals have been extensively prospected for centuries because of their mineral deposits. This search has long been confined to surface observations, but a pioneer seismic profile across the belt from Ufa to Petropavlovsk was shot as soon as 1931. At present, available geophysical data address most of the area, from Novaya Zemlya to the Aral Sea. However, there is definitely a much higher coverage in the middle part of the chain between Ivdel' and Ekaterinburg (Middle Urals), and in the southern part between Chelyabinsk and Aktyubinsk (Southern Urals). Besides potential-field and heat-flow maps, these data include thousands of kilometers of deep-seismic-sounding refraction lines, most of them laid out east–west across the chain, and shorter, also E–W-trending reflection lines with a usually shallower penetration depth (10–20 km).

The Bouguer-anomaly map shows a very linear, very narrow positive high (+50 mGal in average) running along the 60°E meridian from north of Ivdel' to south of Ekaterinburg. In the Polar Urals, this gravity high trends to the northeast to join the Kara Sea. It disappears between Ekaterinburg and Magnitogorsk, only to show again in the Southern Urals with a 125-km shift to the west. On both sides of the gravity high, a long-wavelength negative Bouguer anomaly (–50 mGal) is usually found. A similar N–S-trending lineation can be observed on the aeromagnetic map.

The presence of this positive gravity high and the absence of any well-marked negative anomaly —

except in the far north (south of Vorkuta) and in the far south (Aktyubinsk region) — is difficult to understand at first glance if a crustal root is present. Druzhinin et al. (1981, 1982, 1990), Val'chak et al. (1984), Avtonyev et al. (1988) and Ryshiy et al. (1992) indeed interpreted deep-seismic-refraction data acquired since 1975 as supporting a much deeper Moho beneath the orogen ( $\approx 65 \text{ km}$ ) than beneath the Russian platform and the Siberian plate ( $\approx 45 \text{ km}$ ). Previous data — acquired in the 1960s — did not show such a feature, and the crustal thickness was believed to keep a constant value of  $\approx 45 \text{ km}$  (Aleinikov et al., 1980). In the root zone, recent interpretations include a 20-km-thick anomalous lower crust with velocities between 7.7 and  $8.0 \text{ km s}^{-1}$ . Hence, the conflict between the two interpretations — flat Moho or crustal root — boils down to identifying the top of this layer as the Moho or as an intracrustal boundary.

The Uralian gravity high is actually believed to result from high-density structures in the uppermost 15 km of the crust, with  $0.10\text{--}0.15\text{-g cm}^{-3}$  density contrasts. These structures, which would be thin lamellae of ultramafic material vertically tectonized in the central part of the belt, produce velocity anomalies with  $0.3\text{--}0.5\text{-km s}^{-1}$  velocity contrasts which were identified along a few seismic profiles. This mafic overload occurs in the central part of the belt (Tagil–Magnitogorsk zone), where the maximum root depth is usually found, and where heat-flow data reach an astonishing  $25\text{-mW m}^{-2}$  low — probably a unique feature in the world. Kruse and McNutt (1988), who interpreted the compensation of the Middle and Southern Urals in terms of elastic plate bending, also concluded that a subsurface load of about  $8 \times 10^{11} \text{ Nm}^{-1}$  is necessary to get a deflection of the Russo-Baltic plate larger than 2 km beneath the orogen — a minimum value to be reached if a crustal root is detected from deep-seismic-sounding data.

## 3. The experiment

To test the existence of the Uralian crustal root, the simplest and probably also cheapest way is to use wide-angle seismics to record shots at a critical distance for the Moho. Corresponding reflected signals are very energetic, much more than direct waves.

This technique has already been proven successfully elsewhere for such studies (Pyrenees, Himalayas, Alps).

The UWARS experiment (Urals Wide-Angle Reflection Seismics), a co-operation between the French Lithoscope programme and the Bazhenov Geophysical Expedition, Ekaterinburg (BGE), aimed at getting such a Moho profile across the Middle Urals (Fig. 2). UWARS was part of a broader experiment that Lithoscope designed with GEON Center, Moscow in the summer of 1992, when 60 stand-alone Cherepakha seismic stations were installed for 5 months along a 600-km profile which encompassed in its central part the stations shown in Fig. 2. Extending from the north of Izhevsk to well inside western Siberia, the array continuously recorded the worldwide seismicity. Inversion of P-wave teleseismic residuals is presented elsewhere (Poupinet et al., 1996). It allows an in-depth study of the Uralian lithosphere down to 250 km.

The active seismic experiment used seven shot-points, each charged with 1.5 tonne of explosives. For each shot, five to nine boreholes were drilled, each 25–35 m deep, and seventeen recorders were spread along a 175-km profile across the Middle Urals, with recording distances between 120 and 240 km. Thirteen stations consisted of a 1.5-Hz three-component seismometer and a Cherepakha recorder with continuous analog recording. We also used four 48-channel Progress digital recorders: three channels were fed by the same kind of seismometer as above; a 1.1-km-wide cross-shaped layout and a special array of twelve 45°-tilted geophones fed the other channels. BGE had the full responsibility for the drilling, shooting and recording programmes. BGE subsequently digitized Cherepakha data, while processing mainly took place at Observatoire de Grenoble.

## 4. Data processing

We first processed each shot individually, with each station being positioned on the fan according to its azimuth as seen from the shotpoint. Then, to cope with the variable recording distance that prevented us from comparing reflector depths, we converted the time-dependent seismic traces into depth-dependent signals. This alternative to the usually applied



normal-moveout corrections provided us with seven fan cross-sections that overlapped each other. If we do not take cross-dip into account, we can plot reflection midpoints halfway between shotpoints and stations (Fig. 2). A composite cross-section can be built along this quasi-linear common-midpoint swathe, with a zero point by 57.5°N and 57.8°E, and a strike to the east-northeast (N73° azimuth). We finally project each midpoint onto the section, where we eventually plot the corresponding depth-dependent signal. The same kind of processing can be applied whether to P-waves or to S-waves.

As this study primarily address very deep reflections, we used mean surface-to-Moho velocities for converting time scales to depth scales. Furthermore these velocities (6.50 and 3.75 km s<sup>-1</sup>) are kept constant throughout the crust, which means that we overestimate depths to upper-crustal reflectors. Despite the many refraction seismic profiles that were shot across the Middle Urals, it was not so easy to do otherwise: raypaths between shotpoints and stations

sample most of the tectonic units that stretch along the strike of the belt and where variations in crustal velocity are usually claimed. Besides, these variations are sometimes inconsistent, depending on authors and places of investigation. For simplicity's sake, we did not include such variations, straightforward as it would have been from the computational viewpoint. We merely checked from the literature that variations in mean crustal velocity seem to never exceed 4%, which means that errors at great crustal depth are lower than 2 km. The teleseismic experiment (Poupinet et al., 1996) also shows that, although a clear-cut lithospheric contrast is found in the western Urals, variations in mean crustal velocity never exceed a few percents.

A gain function is the final processing applied to the data: to balance the energy loss, amplitudes are multiplied by a factor increasing with depth. This especially enhances deep crustal reflections, but also produces slight artefacts. In some instances, ringing appears in the lower part of the seismic sections,

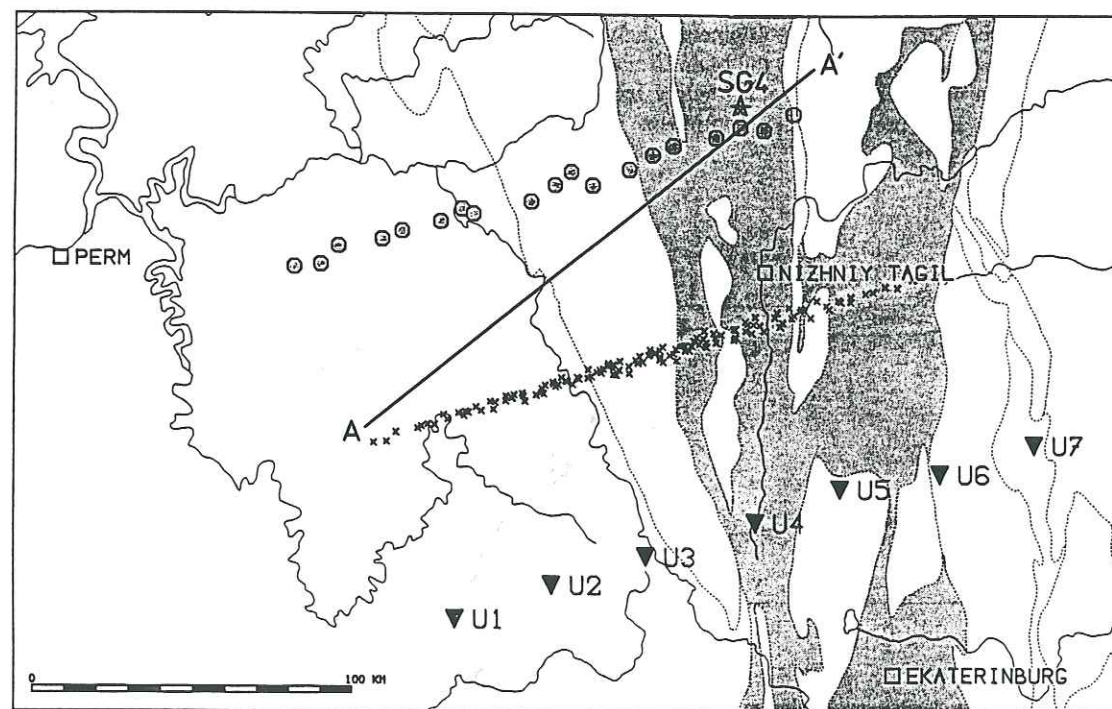


Fig. 2. Position map of the UWARS experiment. O = stations; ▼ = shots; x = reflection midpoints showing the position of the P- and S-wave sections (Figs. 4 and 5); shaded = Central Urals volcanogenic series; A–A' = position of the geological cross-section (Fig. 3) through Uralskaya Superdeep Hole (SG4).

which should not be misinterpreted as a clue to upper-mantle layering.

### 5. The Moho topography

The 175-km Moho cross-section samples most of the tectonic units of the Middle Urals (Fig. 3). It originates in the Russian platform, where 4–6-km-thick terrigenous sediments accumulated on the continental margin of Baltica from the Carboniferous to the Triassic. The Chusovaya River marks the boundary between this Pre-Uralian foredeep and the West Uralian zone, where the Kvarukush antiform stacks up to 20 km of very thick Riphean (Upper Proterozoic) shallow-water sediments. In the classical subdivision of the belt, the next unit to be encountered should be the Central Uralian zone, which usually forms the axial and most uplifted part of the Urals (Ural'skiy Khrebet), and is interpreted as the exhumed basement of the Russian platform. As the Middle Urals virgation virtually pinches all tectonic units, this zone is crossed here for a few kilometres only. Farther east the cross-section meets the Main Uralian Fault (MUF), a major eastward-dipping suture zone along which high-pressure metamorphism is

widespread. This is the western limit of the ophiolite and island-arc assemblage of the Tagil synform, a well-preserved remnant of the Uralian ocean lithosphere. The cross-section terminates in the East Uralian zone, a complex collage of microcontinental and oceanic blocks profusely intruded by granitic magma in the late Palaeozoic.

On both cross-sections in Figs. 4 and 5, we expect the maximum amplitude of the signal to be reflected from the Moho. In the first 65 km of the section, beneath the Pre-Uralian foredeep, reflections are sharp both for P- and S-waves. The Moho depth is consistent on both sections, which simply shows that our guess of the  $V_P/V_S$  ratio (1.73) is sensible. However, a blow-up of the first 50 km of the sections (Fig. 6) shows that, although the general trend is retained, there are some minor differences in the position of the P- and S-wave Mohos. In this part of the profile, we can compute a mean Moho depth of  $44.5 \pm 1.5$  km from P data, and  $43.5 \pm 1.5$  km from S data. If we assume that the P- and S-wave Mohos should be identical, this difference implies a  $V_P/V_S$  ratio lower than 1.73.

Let  $V_P^*$  and  $V_S^*$  be the estimates of the P- and S-wave mean crustal velocities,  $V_P$  and  $V_S$  the true velocities,  $h_P$  and  $h_S$  the depths to the Moho as read

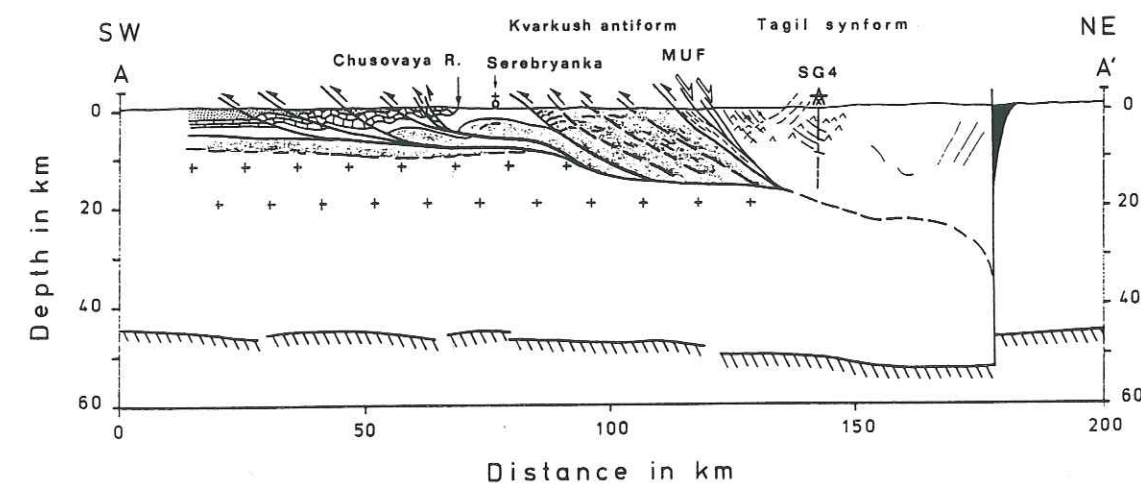


Fig. 3. Schematic geological cross-section across the Middle Urals. + = Precambrian crust; light shade = Riphean; blank = Vendian; limestone pattern = Devonian-Carboniferous; heavy shade = Permian; MUF = Main Uralian Fault; SG4 = Uralskaya Superdeep Hole. Geometry for MUF and Kvarukush anticlinal stack derived from Juhlin et al. (1995). Moho topography (Figs. 4 and 5) is projected onto the geological cross-section.



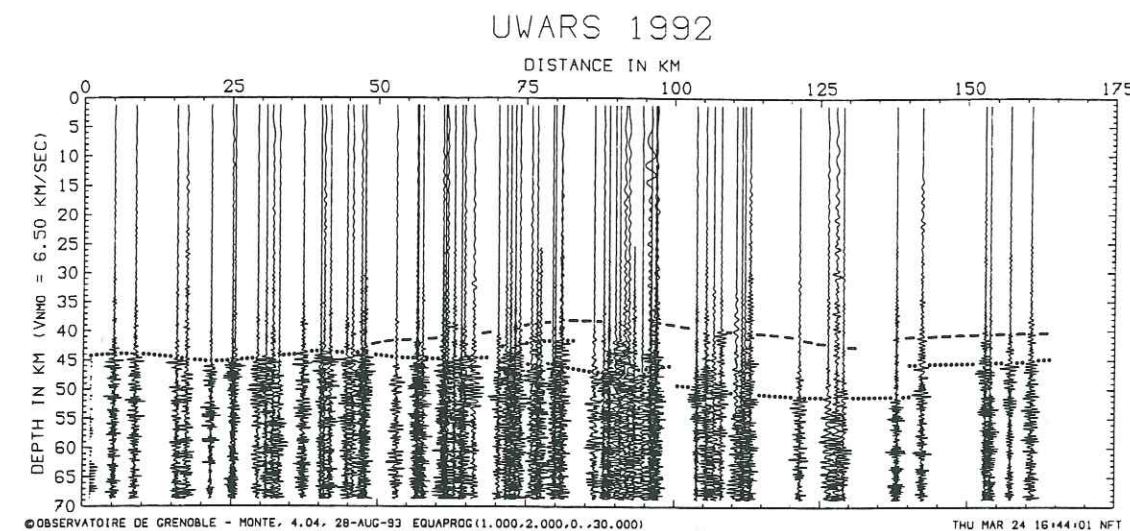


Fig. 4. West-east P-wave cross-section along the midpoint swathe (vertical component). Moho reflection is dotted and lower-crustal reflector is dashed.

from Fig. 6, and  $h$  the true depth. The difference  $\Delta h$  between  $h_p$  and  $h_s$  is given by:

$$\frac{\Delta h}{h} = \frac{V_p^*}{V_p} - \frac{V_s^*}{V_s} \quad \text{and the } V_p/V_s \text{ ratio by:}$$

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{V_p^*}{V_s^*} \left( 1 - \frac{\Delta h/h}{V_p^*/V_p} \right)$$

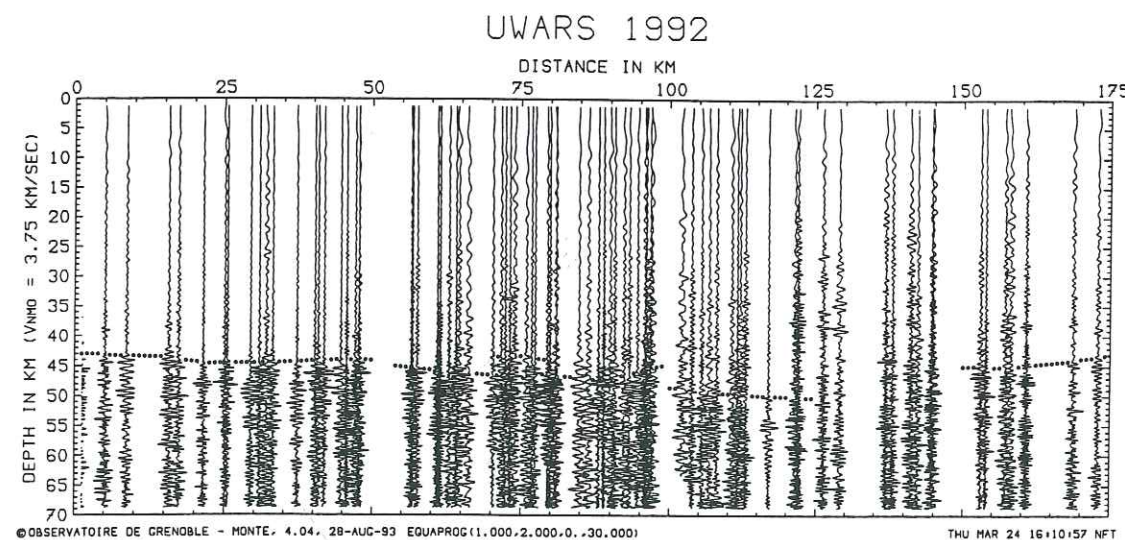


Fig. 5. West-east S-wave cross-section along the midpoint swathe (mainly transverse or radial component). Moho reflection is dotted.

If we assume that our estimate of the P-wave velocity is correct ( $V_p = V_p^*$ , and hence  $h = h_p$ ), we get a  $V_p/V_s$  ratio of 1.69, which corresponds to a

crustal Poisson ratio of 0.23 for the Russian platform.

Between km 20 and km 40, the P-wave Moho is

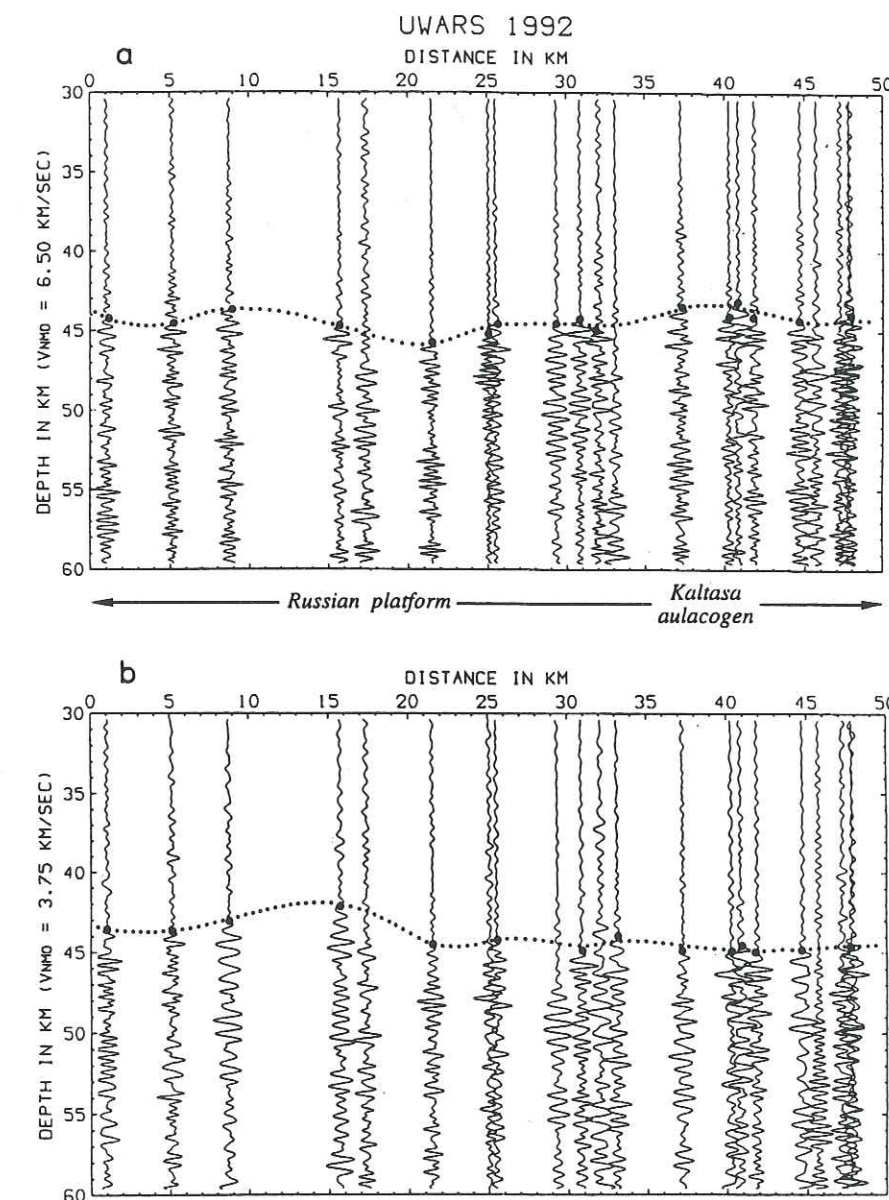


Fig. 6. Blow-ups of Figs. 4 and 5 for the first 50 km of the profile (Russian Platform). (a) P-wave cross-section; (b) S-wave cross-section. Clear readings of the reflection from the Moho shown by ●.



also slightly undulated (Fig. 6a). The amplitude of this undulation is  $\pm 1$  km — or  $\pm 2\%$  if we refer it to the mean Moho depth, with a low at km 20 and a

high at km 40. Ascribing this undulation to velocity changes implies a corresponding  $\pm 2\%$  variation. This is, however, unlikely: signals plotted around km

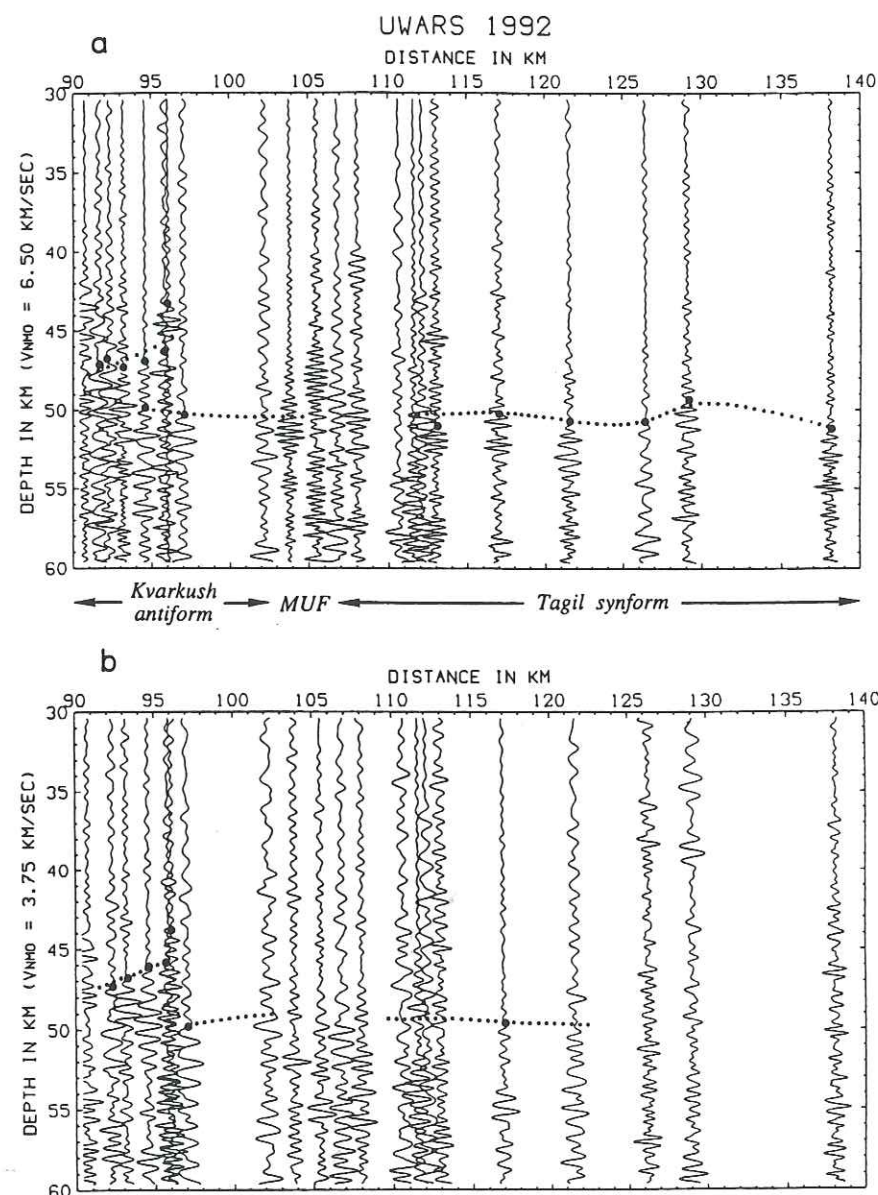


Fig. 7. Blow-ups of Figs. 4 and 5 between km 90 and km 140 (root zone). (a) P-wave cross-section. (b) S-wave cross-section. Clear readings of the Moho reflection shown by ●. The root zone is best imaged on the P-wave cross-section (a). Between km 100 and km 115, where the profile crosses the Main Uralian Fault (MUF), the Moho has a very poor reflectivity.

40 correspond, for instance, to raypaths that originate in shotpoints U1, U2, or U3 (Fig. 2), and propagate in the crust of the Russian platform along azimuths ranging from N45°W to N20°E. This eventually rubs out the effect of any seismic velocity anomaly. For the same reason, we can exclude the pull-down or pull-up effect which would result from variable sediment thickness under the stations. The Moho undulation, slight as it is, is therefore not an artefact. A possible interpretation for this topography is the presence of the Kaltasa aulacogen, a 500-km-long, NW–SE-trending graben that formed during the Riphean southeast of Perm' (Aleinikov et al., 1980). Aeromagnetic data also clearly show this deep-seated feature of the Russian platform.

At km 70 the profile enters the West Uralian zone. The Moho is clearly shifted upwards by 3 km. It farther resumes its previous position (46 km). From km 85 onwards — which corresponds to the central part of the Kvarikush antiform — Moho reflections are less and less clear, whether on the P-wave or S-wave sections. Another blow-up of Figs. 4 and 5 for this part of the profile where wave correlations can be critical is represented by Fig. 7. Even trying to pick the maximum amplitude of the signal proves uneasy. However, comparing the P- and S-wave sections in Fig. 7 is helpful, especially at places where signals get suddenly clearer and show consistent features. This is, for instance, the case between km 90 and km 95, where the 47-km-deep Moho shows a local westward dip. At km 97, a deep reflection is very clear from the P data (50.5 km) and the S data (50 km).

Along the next 15 km — between km 100 and km 115 — the profile crosses the MUF. The presence of reflected energy on both P and S sections in the 45–50-km depth range suggests whether a local change of the Moho to a broad second-order discontinuity, or possible diffractions from the continuation of the MUF at depth. This zone with a poor Moho reflectivity is located right beneath the emergence of the MUF in surface; the geometry of the MUF, derived by Juhlin et al. (1995) beneath the Tagil synform as a low-dip fault, might be actually more complex than what is shown by Fig. 3.

The rest of the root zone is only clearly conspicuous from the P data (Fig. 7a), between km 115 and km 140, beneath the Tagil synform. A maximum

depth of 51 km is reached beneath the eastern edge of this unit, some 20 km south of Nizhny Tagil.

Reflected signals get sharper farther east when the profile enters the East Uralian zone (km 140). Even if the data quality does not allow us to derive a clear-cut geometry, the Moho topography seems to be suddenly disrupted, both on the P-wave and S-wave sections (Figs. 4 and 5), and the Moho returns to depths around 45 km. The quality of the reflections is definitely degraded in comparison to what is observed beneath the Russian platform.

The P-wave section also shows what could be interpreted as an intracrustal reflector a few kilometres above the Moho (Fig. 4). The lower crustal layer sandwiched in between has a maximum thickness of  $\approx 10$  km in the root zone. It tapers to the west and disappears at km 50, approximately where the profile leaves the orogen and enters the Russian platform. This intracrustal reflector does not show up on the S-wave section.

## 6. Discussion

Even if the crustal root is not as thick as indicated by some previous speculations, it makes the Urals the only Palaeozoic orogen in the world to show up such a peculiarity. Besides, logistics drove us to investigate the Middle Urals, maybe a rather atypical topographical saddle zone with elevation lower than 500 m. The root is maybe much more salient in the Southern Urals or in the Polar Urals where elevation culminates over 1600 m.

It is not clear at first glance if one should consider the crustal root as a relic of the Palaeozoic collision. It could also be a post-Uralian feature related to neotectonics events. There are some clues that present seismicity in the Middle Urals is caused by an overall E–W-oriented compression in the middle of the Eurasian plate. The Cainozoic uplift could result of this compression, together with a corresponding down-buckling of the crust — and maybe of the whole lithosphere.

The age of the crustal root can best be discussed using morphological considerations. Although the Moho topography in the root zone is not well imaged — because the Moho lacks reflectivity in places and/or because diffractions from deep faults possi-



bly blur the data — there is some clue to the asymmetry of the root. Especially, the sudden reduction in crustal thickness beneath the East Uralian zone gives one the impression that a very different eastern crustal block is juxtaposed with the Uralian collage. If the Cainozoic uplift were the result whether of the eduction of the crustal root or of the E–W-oriented compression, we would expect to find a maximum elevation in the eastern part of the Tagil synform, where the maximum Moho depth is found. This is not the case, since the maximum elevation is in the Central Uralian zone, west of the MUF. This root asymmetry and this shift to the east are two clues to considering the root as a remnant of the Palaeozoic continental subduction.

The BABEL experiment in the Baltic shield (BABEL Working Group, 1990) revealed the existence of a 10-km crustal root beneath the Svecofennian Precambrian belt, which was thus preserved for over 1.85 Gyr. Also built during Palaeoproterozoic, the Trans-Hudson orogen in Canada shows a 6–9-km crustal root, imaged in an unprecedented picture of ancient crustal accretion (Lewry et al., 1994). The 6-km crustal root detected beneath the Urals — though much younger than the two previous cases — is still another example of the possibility for crustal roots to survive post-collisional processes over a long span of time (230 Myr in the case of the Urals). Metamorphism, material transfer, and magmatic intrusions occurring at the crust/mantle boundary, as well as post-collisional collapses would therefore be unable to alter the Moho topography, at least in some specific cases.

It is sometimes argued that the disappearance of crustal roots is a non-problem, in the sense that steady crustal roots would build up only beneath orogens where a continental subduction occurs, and not elsewhere. This would hold for the Variscides and the Appalachians (no continental subduction, no steady crustal root), and for the Trans-Hudson orogen and the Urals (continental subduction, steady crustal root); but not for the Svecofennides (no continental subduction, steady crustal root), nor for the Caledonides (continental subduction, no steady crustal root).

Yet, in the Urals, the presence of a major ultramafic overload in the upper crust partly balances the crustal root, in accordance with isostatic equilibrium.

This was already recognized by Kruse and McNutt (1988), although the depth of the load played no role in their models. (It was only referred to as a “sub-surface load”.) Besides the fact that no post-collisional extension occurred, the root *cannot* disappear because the high crustal density requires some buoyancy underneath. The preservation of a crustal root would therefore depend on the orogenic cycle allowing a large subsurface overload. In this view, we could even predict that a very likely candidate for preserving a crustal root would be the western Alps, where mantle slices imbricated in the upper crust presently deflect the Moho by some 20 km — a situation rather similar to that of the Urals.

Comparing the Urals and the Alps leads us to a final general observation concerning the change in Moho reflectivity from the foreland to the root zone. Clearly, reflections beneath the Russian platform (Fig. 6) are different in shape and pattern from those in the root zone (Fig. 7) or in the East Uralian zone. Long et al. (1994) state that wide-angle reflections — from the Moho or from an intracrustal boundary — result from a concentration of lamellae, and should not be considered indicative of sharp velocity discontinuities. This is probably not the case anywhere, but we can go one step farther in postulating that *sharp wide-angle reflections from the Moho are clues to a layered lower crust*.

Such *sharp* wide-angle reflections can be observed in the foreland of both the Urals and the Alps (ECORS–CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989). They usually have a frequency content of ~ 10 Hz, much higher than reflections from the root zone; their onset is clear; the waveform is rather simple (limited to a few wiggles). In the Alps, near-vertical reflection seismics showed how reflective and layered was the lower crust of the foreland (Mugnier and Marthelot, 1991; Sénéchal and Thouvenot, 1991). Wide-angle reflection seismics failed to image this layering because they purposefully addressed a deeper level, and above all because a stack of thin lamellae with an alternation of high and low velocities is transparent to wide-angle observations (Thouvenot et al., 1990).

The sharpness of wide-angle reflections from the Moho beneath the Russian Platform makes us speculate that the lower crust is layered and consists of very reflective lamellae. Ascribing this layering to

crustal extension (Mooney and Meissner, 1992) would be consistent with the Ordovician distension that elongated the eastern margin of Baltica at the beginning of the Uralian orogenic cycle. New data will hopefully come out in the vertical-reflection seismic transect that the Europrobe programme has scheduled across the Urals. It will no doubt be a challenge to image the root zone, where the lower crust and the Moho will probably lack reflectivity, but very reliable data can be expected in the foreland crust.

### Acknowledgements

Tagir Khismatulin and many co-workers at BGE made a success of the field work; Sasha Rybalka helped with data conversion; we benefited from fruitful discussions with Vladimir Druzhinin, Viktor Rybalka and Vadim Sokolov on the geology and geophysics of the Urals; Chris Juhlin generously provided us with preliminary results of the Swedish–Russian CDP Pilot Project in the Middle Urals. UWARS was funded by the French Lithoscope programme (Institut National des Sciences de l'Univers) and by a special grant from UralGeolKom (Urals Geological Commission) on the Russian side. The French Foreign Ministry enabled the stay of two of us (T.V.K. and V.V.M.) at Observatoire de Grenoble. Our collaboration was made much easier thanks to the Europrobe programme.

### References

- Aleinikov, A.L., Bellavin, O.V., Bulashevich, Yu.P., Tavrin, I.F., Maksimov, E.M., Rudkevich, M.Ya., Nalivkin, V.D., Shablinskaya, N.V. and Surkov, V.S., 1980. Dynamics of the Russian and West Siberian platforms. In: A.W. Bally, P.L. Bender, T.R. McGetchin and R.I. Walcott (Editors), *Dynamics of Plate Interiors*. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 1: 53–71.
- Andersen, T.B., Jamveit, B., Dewey, J.F. and Swensson, E., 1991. Subduction and eduction of continental crust during continent–continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3: 303–310.
- Avtonyev, S.V., Druzhinin, V.S. and Kashubin, S.N., 1988. Glubinnoe stroenie Yuzhnogo Urala po Troitskomu profilu GSZ. *Sov. Geol.*, 7: 47–53 (in Russian).
- BABEL Working Group, 1990. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic shield. *Nature*, 348: 34–38.
- Druzhinin, V.S., Kashubin, S.N., Rybalka, V.M. and Sharmanova, L.N., 1981. Osobennosti metodiki i rezul'taty glubinnikh seismicheskikh issledovaniy na Kranoural'skom profile GSZ. In: V.V. Antonov, N.P. Ermakov, N.A. Karasv, Yu.P. Men'shikov, V.M. Rybalka and Z.Ya. Segal' (Editors), *Seismorazvedka pri Poiskakh Mestorozhdeniy Tsvetnykh Metallov na Urale*. Geol. Fond RSFSR, Moscow, pp. 103–119 (in Russian).
- Druzhinin, V.S., Kashubin, S.N., Siekova, L.V., Val'chak, V.I. and Kashubina, T.V., 1982. Opyt Glubinnikh Seismicheskikh Zondirovaniy na Urale. NTO Gornoe, Sverdlovsk, 72 pp. (in Russian).
- Druzhinin, V.S., Avtonyev, S.V., Kashubin, S.N. and Rybalka, V.M., 1990. Novye dannye o glubinnom stroenii severnoy chasti Yuzhnogo Urala v sechenii Taratashskogo profilya GSZ. *Geol. Geofiz.*, 1: 121–126 (in Russian).
- ECORS–CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989. A new picture of the Moho under the western Alps. *Nature*, 337: 249–251.
- ETH Working Group on Deep Seismic Profiling, 1991. Integrated analysis of seismic normal incidence and wide-angle reflection measurements across the eastern Swiss Alps. In: R. Meissner, L. Brown, H.-J. Dürbaum, W. Francke, K. Fuchs and F. Seifert (Editors), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 22: 195–205.
- Hirn, A., Daignières, M., Gallart, J. et al., 1980. Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho. *Geophys. Res. Lett.*, 7: 263–266.
- Hirn, A., Lépine, J.-C., Jobert, G., Sapin, M., Wittlinger, G., Xu Zhong Xin, Gao En Yuan, Wang Xiang Jing, Teng Ji Wen, Xiong Shao Bai, Pandey, M.R. and Tater, J.M., 1984. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet. *Nature*, 307: 23–25.
- Juhlin, C., Kashubin, S.N., Knapp, J.H., Makovskiy, V.V. and Ryberg, T., 1995. Project conducts seismic reflection profiling in the Ural Mountains. *EOS*, 76: 193–199.
- Kruse, S. and McNutt, M., 1988. Compensation of Paleozoic orogens: a comparison of the Urals to the Appalachians. *Tectonophysics*, 154: 1–17.
- Lewry, J.F., Hajnal, Z., Green, A., Lucas, S.B., White, D., Stauffer, M.R., Ashton, K.E., Weber, W. and Clowes, R., 1994. Structure of a Paleoproterozoic continent–continent collision zone: a Lithoprobe seismic reflection profile across the Trans-Hudson Orogen, Canada. In: R.M. Clowes and A.G. Green (Editors), *Seismic Reflection Probing of the Continents and Their Margins*. Tectonophysics, 232: 143–160.
- Long, R.E., Matthews, P.A. and Graham, D.P., 1994. The nature of crustal boundaries: combined interpretation of wide-angle and normal-incidence seismic data. In: R.M. Clowes and A.G. Green (Editors), *Seismic Reflection Probing of the Continents and Their Margins*. Tectonophysics, 232: 309–318.
- Matte, Ph., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329–374.
- Matte, Ph., 1995. Southern Urals and Variscides: compared anatomy and evolution. *Geol. Mijnbouw*, 74: 151–166.



- Matte, Ph. and Hirn, A., 1988. Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan crust in western France. *Tectonics*, 7: 141–155.
- Matthews, D.H. and Cheadle, M.J., 1986. Deep reflections from the Caledonides and Variscides west of Britain and comparison with the Himalayas. In: M. Barazangi and L. Brown (Editors), *Reflection Seismology: a Global Perspective*. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 13: 5–19.
- McBride, J.H. and Nelson, K.D., 1991. Deep seismic reflection constraints on Palaeozoic crustal structure and definition of the Moho in the buried Southern Appalachian orogen. In: R. Meissner, L. Brown, H.-J. Dürbaum, W. Francke, K. Fuchs and F. Seifert (Editors), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 22: 9–20.
- Meissner, R. and Wever, T., 1986. Nature and development of the crust according to deep reflection data from the German Variscides. In: M. Barazangi and L. Brown (Editors), *Reflection Seismology: a Global Perspective*. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 13: 31–42.
- Meissner, R., Wever, T. and Flüß, E.R., 1987. The Moho in Europe — implications for crustal development. *Ann. Geophys.*, 5: 357–364.
- Mooney, W.D. and Meissner, R., 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. In: D.M. Fountain, R. Arculus and R.W. Kay (Editors), *Continental Lower Crust*. (Developments in Geotectonics, 23.) Elsevier, Amsterdam, pp. 45–79.
- Mugnier, J.-L. and Marthelot, J.-M., 1991. Crustal reflections beneath the Alps and the Alpine foreland: geodynamic implications. In: R. Meissner, L. Brown, H.-J. Dürbaum, W. Francke, K. Fuchs and F. Seifert (Editors), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 22: 177–183.
- Poupinet, G., Zolotov, E.E., Thouvenot, F. et al., 1996. Lithospheric contrast beneath the Urals (in prep.).
- Ryshiy, B.P., Druzhinin, V.S., Yunusov, F.F. and Ananyin, I.V., 1992. Deep structure of the Urals region and its seismicity. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 75: 185–191.
- Sénéchal, G. and Thouvenot, F., 1991. Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data. In: R. Meissner, L. Brown, H.-J. Dürbaum, W. Francke, K. Fuchs and F. Seifert (Editors), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser., 22: 195–205.
- Thouvenot, F., Paul, A., Sénéchal, G., Hirn, A. and Nicolich, R., 1990. ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps. In: F. Roure, P. Heitzmann and R. Polino (Editors), *Deep Structure of the Alps*. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156: 97–106.
- Val'chak, V.I., Druzhinin, V.S., Kashubin, S.N., Kashubina, T.V. and Rybalka, V.M., 1984. Glubinnoe stroenie Urala v prodol'nom sechenii (po novym dannym GSZ na meridional'nom profile N. Tura–Orsk). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 277: 656–660 (in Russian).
- Zonenshain, L.P., Korinevsky, V.G., Kazmin, M.I., Pechersky, D.M., Khain, V.V. and Matveenkova, V.V., 1984. Plate tectonic model of the South Urals development. *Tectonophysics*, 109: 95–135.
- Zonenshain, L.P., Kazmin, M.I. and Natapov, L.M., 1990. Geology of the USSR: A plate tectonic synthesis. Am. Geophys. Union Geodyn. Ser. 21, 242 pp.

## CHAPITRE 4

## TOMOGRAPHIE TÉLÉSEISMIQUE DE L'OURAL

[POUPINET, G., THOUVENOT, F., ZOLOTOV, E.E., MATTE, Ph., EGORKIN, A.V. & RACKITOV, V.A. 1996. Teleseismic tomography across the middle Urals: lithospheric trace of a Paleozoic continental collision, *Tectonophysics*, sous presse.]



## Teleseismic tomography across the middle Urals: lithospheric trace of a Paleozoic continental collision

G. Poupinet<sup>1</sup>, F. Thouvenot<sup>1</sup>, E.E. Zolotov<sup>2</sup>

Ph. Matte<sup>3</sup>, A.V. Egorkin<sup>2</sup> and V.A. Rackitov<sup>2</sup>

1) Observatoire de Grenoble & CNRS, BP 53X, 38041 Grenoble, France

2) GEON, Chisty 4, Moscow 119034, Russia

3) LGGP, Université Montpellier II & CNRS, Place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier, France

### Abstract

The Urals are a major collision belt between two continental plates separated by island arcs: the Russian plate and the Siberian plate. Their linear structure is preserved on a length of about 3000 km. A seismic array of 61 stations has been deployed during more than 3 months on a linear profile across the middle Urals, north of Ekaterinburg. P-wave traveltimes residuals are inverted and give a tomographic cross-section of the lithosphere on a 600-km-long profile across the Urals. An east-west dissymmetry is observed both in the crust and in the lithosphere: the western limit between these two different lithospheres corresponds to the western front of the Uralian orogen from the surface to a depth larger than 100 km. Several crustal studies were performed by other teams along the same profile, and we compare our teleseismic cross-section to common-depth-point seismics (Juhlin *et al.*, 1995), to deep seismic soundings (Egorkin, 1995), and to a wide-angle-reflection fan profile (Thouvenot *et al.*, 1995). East of the main Uralian fault, the teleseismic inversion shows high-velocity bodies corresponding to well-known volcanic/mafic and ultramafic rocks in the Tagil syncline. These high-velocity bodies do not appear to be rooted in the lower crust. As a whole, the teleseismic tomogram comforts the Moho imbrication model proposed by Juhlin *et al.* (1995).

### Geological and geophysical setting

The Urals are a linear mountain belt extending N-S for 3000 km from Novaya Zemlya to the Aral sea. They were formed during the Carboniferous-Permian (345-230 Ma) by the collision of the Baltic shield (Russian plate) with the Siberian plate and related microblocks and volcanic arcs in between (Hamilton, 1970; Zonenshain *et al.*, 1984; Matte, 1995). The collision between the two plates involved the accretion of several volcanic arcs and the obduction of ophiolites. Some of the largest and most extensive ophiolite belts are exposed there. At variance with several other mountain ranges of comparable age, like the Variscides, the Appalachians and the Caledonides, the Urals were not significantly remobilized after the Jurassic. Therefore they are one of the best preserved Paleozoic orogen.

From west to east on a transect at the latitude of our profile (58° N), the following geological units are crossed (Figs 1 & 2): a) the East European plate, with the Uralian foredeep along its eastern boundary; b) the Paleozoic and Vendian sediments of the Uralian frontal thrust zone (UFTZ); c) the Kvar Kush anticline; d) the main Uralian fault (MUF); e) the Tagil synform; f) the Salda antiform; and g) the eastern Uralian zone (Ivanov *et al.*, 1975).

From a geophysical point of view, the Urals have been thoroughly investigated. The Bouguer gravity map shows a +50-mGal linear high running along the 60° E meridian flanked by two long-wavelength Bouguer lows (-50 mGal) (Krause and McNutt, 1988). The anomaly high is interpreted as resulting from high-density ultramafic rocks and high-pressure mafic-rock units in the upper crust (0.1–0.15 g/cm<sup>3</sup> contrast). A similar N-S linear trend is observed in the aeromagnetic map. An extremely low value of heat flow (25 mW/m<sup>2</sup>) is measured in the centre of the chain and may result from the same peculiar composition of the upper crust (Hurtig *et al.*, 1992).



More than 20 digital seismic studies, usually deep-seismic-sounding (DSS) experiments have been performed by Russian teams across the Urals since 1983; several profiles intersect in the region of the Urals superdeep borehole (see Kashubin *et al.*, 1995; Ryzhiy *et al.*, 1992 for a review).

Recently several crustal studies have been performed across the middle Urals on or near the profile of our teleseismic study:

- a 600-km-long refraction/reflection profile by GEON (Egorkin, 1995) was carried out exactly on the site of the teleseismic profile. In DSS experiments, explosions of various sizes are shot along a profile and give the hodochrons of direct, refracted and reflected P- and S-waves. When available, common-depth-point (CDP) reflection data on intersecting profiles are also used in DSS interpretations. P-waves converted to S-waves from distant earthquakes provide additional constraints on the main crustal interfaces. The result of a DSS profile is a composite cross-section of the crust giving velocities of P- and S-waves at various depths and the main fracture zones.
- a 120-km-long CDP line (Juhlin *et al.*, 1995) intersects the DSS profile at the Urals superdeep borehole in the Tagil synform, where a maximum drilling depth of 4.3 km was reached.
- a wide-angle-reflection fan profile mapped the crustal root of the Urals (Thouvenot *et al.*, 1995), with reflections points on the Moho positioned 60 km south of the teleseismic profile.

These crustal profiles use different techniques and complement each other in the description of the deep crust (Fig. 2). The crust has a thickness of 42–45 km beneath the Russian platform and beneath the Siberian platform. It increases by up to 6 km beneath the central part of the orogen at the place where a crustal root was present (Egorkin, 1995; Thouvenot *et al.*, 1995). The actual presence or absence of a root beneath the Urals is still the object of a debate because it has implications on the mechanism of isostatic compensation (Krause and McNutt, 1988). The average surface-to-Moho

P-wave velocity increases from 6.15 km/s beneath the East European platform to 6.45 km/s beneath the Urals, with also a slight increase in the mean crustal velocity from the west (6.3 km/s) to the east (6.55 km/s) of the central Uralian zone. Similar results were found for the Moho geometry on the regional profile RUBIN-2 completed by GEON in 1988.

The cross-section of the crust derived by GEON (Egorkin, 1995) is presented on Fig. 2a. On Fig. 2b, a close up of the central part of Fig. 2a, we added the main reflectors found by Juhlin *et al.* (1995) and by Thouvenot *et al.* (1995). Station locations are indicated by their index, from 1 to the west to 61 to the east: the same sites were used for both GEON's DSS and for the teleseismic study. The names of the tectonic units are indicated on top of the figure, from the East European platform to the west to the West Siberian basin to the east. In this interpretation, the crust appears as the juxtaposition of blocks with slightly different properties. The East European platform or Russian plate is characterized by an ancient crystalline basement covered by thick sediments (up to 15 km) from Riphean to Permian ages. The basement is built from crystalline schists, gneisses and gneissoid granites pierced by granitoids and other Proterozoic intrusives. The basement is observed at a depth of 4–6 km with  $V_p = 6.20$ – $6.25$  km/s. The thickness of the sedimentary layer varies laterally and thins when approaching the Urals from the west (station 32). A large oil deposit has been found in the sedimentary cover at the western extremity of the profile (stations 1–11). The Uralian foredeep is built of Permian molasses overlapping Paleozoic deposits; it seems to correlate with a slight sinking of the basement from 4 to 5 km depth. On the wide-angle reflection fan profile of Thouvenot *et al.* (1995), PmP and SmS reflections (from a depth of 45 km) are so clear that small undulations of the Moho by about 1 km can be followed beneath the eastern end of the Russian platform.

Within the Paleozoic complex of the Urals, several anticlinal and



synclinal zones are identified: the Kvarush anticline on the western side (stations 32—40) is characterized by extensive development of Devonian and Carboniferous carbonate cover and a core of Vendian to Riphean sediments. The whole zone is thrust to the west onto the Uralian foredeep. Rocks of Archean age may correspond to the boundary found at a depth of 7–8 km. On Juhlin *et al.*'s (1995) profile, the lower crust of the central part of the Kvarush anticline is reflective but the eastern part of the same unit appears transparent. On the fan profile of Thouvenot *et al.* (1995), the reflections from the Moho appear more complex beneath the central part of the Kvarush anticline. A clear discontinuity is observed on the Moho and in the structure of the lower crust: both PmP and SmS reflections show the same complexity. This feature seems to correspond to a lower crustal flake, in which the P-wave velocity reported by GEON is low, only 6.55 km/s at a depth of 35 km.

The MUF is located near station 40. In Juhlin *et al.* (1995), the MUF is the most striking feature: it can be traced down as a reflection horizon to a depth of the order of 15 km. Moreover energy is reflected from the Moho (at about 50 km) just at the vertical of the surface trace of the MUF, where the lower crust is also reflective. On GEON's DSS profile, different crustal blocks are observed on both sides of station 32–34. However, the MUF, which is so predominant in the CDP reflection profile, is not observed by DSS.

The Tagil synform (stations 40—45) is characterized by volcanic formations, sub-continental basaltoids and upper-Silurian and early-Devonian terrigenous sediments. The first refractive boundary at a depth of 3 km in Fig. 2b coincides with the surface of a high-velocity sub-complex also identified by the Urals superdeep borehole (located between station 41 and station 42). A change in average crustal velocity and in  $V_p/V_s$  (which gives the maficity index) is detected beneath the Tagil synform where mafic

rocks are exposed. To the east, the Salda antiform is dated from the early Proterozoic and forms the eastern slope of the Urals. Under the Salda antiform (stations 45—49) at a depth of 1 km, a tentatively Archean basement surface is identified. The eastern Uralian zone (stations 50—60) corresponds to the West Siberian plate. The Moho is seen at a depth of 40 km beneath the Siberian platform.

### Teleseismic data across the middle Urals

A linear array of 61 seismic stations with a 10-km spacing was set up for a three-month period along a line across the middle Urals north of Ekaterinburg (Table 1 and Fig. 1). Each station consisted of a 3-component 1.5-Hz seismometer and a recorder. The seismic signal was continuously recorded on an analog magnetic tape with slow-speed recording — the Cherepakha. The equipment belongs to GEON which has performed most of the very-long-range seismic profiles in the former Soviet Union. Usually GEON deploys the Cherepakha equipment during one or two weeks to study converted phases in the teleseismic P-wave coda. For this teleseismic tomographic experiment, Cherepakha stations were kept in the same location for a longer time period; this experiment was performed in the frame of the Europrobe project and of the French CNRS Lithoscope programme.

Seventy teleseismic events were recorded; they were digitized and most had clear first arrivals. The geographical distribution of events is shown in Fig. 3. Most events originate in the NE and SE quadrants. P-wave arrival times were determined by visual waveform correlation: a precision of about 0.05 s in picking P-waves is obtained (see Fig. 4 for example). P-wave traveltimes residuals were computed with respect to Herrin tables (1968) using NEIC Preliminary Determinations of Epicenters. In order to reduce bias due to source mislocations, origin-time errors, and lower-mantle



heterogeneities, relative residuals were computed with respect to the average residual for each earthquake. Henceforth, when we refer to 'P-wave residuals' in the following of this text, this term should be understood as 'P-wave traveltime relative residuals'.

P-wave residuals for individual earthquakes from different source regions are in the general range  $\pm 0.5$  s. In Fig. 5, the average P-wave residual is computed for each station. In the crust, seismic rays for a given station remain in a narrow cone whose properties are nearly constant. The stations fall into three groups: stations 1 to 32 (East European plate), stations 33 to 50 (central Uralian zone), and stations 51 to 61 (West Siberian plate). The average P-wave residuals are respectively -0.1 s, +0.4 s and 0 s in each unit. A short-wavelength signal is added on this long-wavelength pattern with a significant fast anomaly near stations 40-45 located in the Tagil synform. When we compute vertical traveltimes for each station from GEON refraction results, we obtain a maximum vertical traveltime difference of 0.15 s. This value is smaller than what we observe in Fig. 5 so that a significant part of the observed station residuals is caused by subcrustal structure variations. The correlation between P-wave residuals and geological units implies that these units have slightly different average crustal properties or thickness and/or different mineralogical compositions.

The distribution of P-wave residuals as a function of azimuth for the central part of the profile is presented in Fig. 6, which shows the clear contrast to the west and to the east of station 32.

### Tomographic inversion of the data

P-wave residuals are integrals of time anomalies generated by heterogeneities along the entire raypaths. Rays originating from the same source become separated only in the crust and in the uppermost mantle beneath the stations. Hence, P-wave residuals yield informations on crustal

and lithospheric velocities beneath the array. The narrow longitudinal aspect of the Urals and the fact that most geophysical fields (*e.g.* gravity or aeromag) exhibit the same longitudinal shape seem to imply that a cross-section may be a first-order image of the Uralian deep structure. Anyway, to study the 3-D structure of the Urals would imply thousands of seismological recorders, which is not presently feasible. We inverted our P-wave-residual data set with the ACH technique (Aki *et al.*, 1977; Ellsworth, 1977). Evans and Achauer (1992) introduced modifications to the original algorithm and their program AVTHRD was used. Two sets of data have been considered in the inversion: (i) the complete set of P-wave arrivals and (ii) a selection of events whose azimuth is close to that of the profile. Both sets were inverted in order to test the quality and stability of the tomographic image. Following Evans and Achauer (1992), inversions were performed using individual cones beneath each station. Thus the delay due to the sub-surface is introduced as a variable in the inversion. Our starting model is given in Table 2. Twenty-km-wide and 300-km-long blocks were taken perpendicular to the profile. The perturbations in velocity derived from the various inversion schemes were rather small ( $< 2\%$ ), as expected because the P-wave residuals were small. The improvement in variance was of the order of 70%. The 2-D model can be viewed as an integrated picture of the structures perpendicular to the profile. Most inverted cross-sections were very similar.

A typical tomographic image is presented in Table 3 and in Fig. 7. In Table 3, we list the number of rays in each block, the P-wave velocity perturbation in per cent (multiplied by 100), the diagonal element of the resolution matrix (multiplied by 100), and a standard error on the velocity perturbation (multiplied by 100). A negative value of the velocity perturbation corresponds to a velocity smaller than the starting model. For instance, a thinner crust appears as a faster block in this presentation (*i.e.*, a



positive number or green-blue color). For this inversion, the improvement in variance is 71%, leaving a residual variance of about  $0.02 \text{ s}^2$  or about 0.14 s of signal unexplained. The resolution matrix is a measurement of the way the velocity perturbation is resolved in a block. In Table 3, the diagonal terms of the resolution matrix are close to 0.5–0.6; this is not exceptional and maybe due to the limited azimuthal coverage. Most blocks in the centre of the profile are properly resolved. The standard errors are in the 0.45–0.65% range, *i.e.* less than half the observed anomalies (1–1.5%). The various inversions give consistent velocity cross-sections all very similar to the results of Fig. 7 which was obtained by selecting events with azimuths close to that of the profile.

### Discussion

Three main points can be considered here for discussion: (1) The lithosphere across the middle Urals can be divided into two main segments: a high-velocity segment (green-blue) to the west (East European plate) and a low-velocity segment (orange-red) to the east. An average velocity contrast of 3–4% distinguishes these two main units. Their limit is near station 32, close to the UFTZ which corresponds to the western front of the Urals. This limit is clearly shifted to the west of the MUF (station 39). (2) In the eastern part of the profile, two 30–40-km-wide high-velocity (3%) bodies are visible in the crust. The western one correlates with the Tagil synform composed of mafic material. These high-velocity bodies do not seem to extend to the Moho. The lower-velocity zone between these two high-velocity bodies seems to correspond to the Salda granito-gneissic antiform made of continental crust. (3) The thickness of the lithosphere seems to be of the order of 130–150 km to the west beneath the Russian platform. Beneath the Urals the low-velocity lithospheric block extends to a depth of 150–200 km. The velocity in the asthenosphere is difficult to assess. If the

vergence of a paleo-subduction was inferred from the tomographic image, the east-dipping border of the Uralian plate would favor a corresponding east-dipping subduction. However, with the limited resolution of this teleseismic experiment, the contact between the European and the Uralian plates deeps eastwards very steeply to a depth of more than 100 km.

From their CDP seismic reflection study, Juhlin *et al.* (1995) find that the MUF is dipping eastward (see Fig. 2b). Strong reflections are observed in the hanging wall. They also find east-dipping reflectors in the Precambrian phyllites of the Kvarikush anticline which appears thus as an anticlinal stack. Deeper, the lower crust is reflective but reflectivity is shallower to the west of the MUF than to the east. Deep reflections from around 50 km just below the surface trace of the MUF correspond to the Uralian crustal root. The main question is to know which Moho (Russian platform Moho or Uralian Moho) lies there. Using various hypotheses on the nature of the reflecting Moho, Juhlin *et al.* (1995) propose 3 possible tectonic interpretations. (i) A no-crustal root model in which an island-arc limited to the west by the MUF overrides the European lower crust. (ii) A Moho imbrication model: a piece of reflective lower crust from the Russian platform is imbricated in the Uralian plate and the root of the Urals would be a modified upper-mantle body coming from the east. (iii) A crustal intercalation model: the suture zone has a zigzag shape separating the European and the Uralian crust. The Russian plate would be in contact with the island-arc crust at the vertical of the MUF.

How does the teleseismic tomogram relate to the proposed tectonic models of the formation of the Urals? At subcrustal depth, the contact between the East European plate and the plate that supports the Urals is in a position which is clearly to the west of the surface trace of the MUF. The velocity in the plate beneath the Urals is not the same as that in the plate beneath the Russian platform. The lithospheric block beneath the Urals



*stricto sensu* is not segmented. This is an argument against a model in which the Urals are built on a typical Russian crust. Moreover, in Fig. 2b, a lower crustal flake is observed by Thouvenot *et al.* (1995) from the fan reflections: this flake is located in the Uralian crustal root. Vertical reflections also mark this spot in Juhlin *et al.* (1995). From GEON's DSS, the P-wave velocity inside this lower crustal flake is very low compared to the velocity at the same depth in the lower crust of the Russian plate and of the Siberian plate: 6.55 km/s compared to 6.95 km/s. Such a low velocity — here at a depth of 35–40 km — is usually found at a depth of 20–30 km (Rudnick and Fountain, 1995). Moreover GEON reports a  $V_P/V_S$  ratio of 1.68 compared to 1.75 at the same depth in the craton. So we should expect a less mafic and more felsic composition of this lower crustal flake. This could be a supplementary argument to consider that the Urals are formed on a plate of a different nature than the Russian plate. A felsic composition of the lower crust beneath the Urals does not fit the hypothesis of Juhlin *et al.* (1995) that the crustal root of the Urals is a modified upper-mantle material. If we assume a middle-crust origin for this crustal flake, a piece of crust disappeared during the compressional episode.

The Uralian plate was shortened and deformed in between the Russian plate to the west and the Siberian plate to the east. Our profile does not extend far enough to the east to delineate properly the Siberian plate but there is a suggestion of a change in crustal velocity when entering the eastern Uralian zone both on the inversion and in GEON's crustal profile.

The two high-velocity bodies shown by the teleseismic inversion near km 400 and km 500 appear to be rootless. The western block corresponds to the Tagil volcanic arc pinched between two continental blocks. The easternmost high-velocity block could correspond to another suture resulting from a westward opposite subduction (Matte, 1995). This hypothesis seems to be conformed by the URSEIS deep seismic vertical profile, some 500 km

to the south, where the Magnitogorsk synclinal unit is underlain by continental crust (Knapp *et al.*, 1996). From these observations, we propose a schematic cross-section of the middle Urals as shown by Fig. 8.

The joint consideration of several crustal profiles using different techniques and of a teleseismic inversion shows that these imaging techniques supplement each other to better constrain tectonic models of the formation of a mountain range. When reflection and wide-angle seismics show the main interfaces in the crust, DSS characterizes velocities inside units defined by reflections. Teleseismics constrain the average velocity and mark boundaries between the main plates that participated in the collision. Geological cross-sections imply a western boundary thrust of the Urals which is less steep than the lithospheric boundary deduced from teleseismics. It appears clearly that the Uralian orogenic lithosphere has an average velocity lower than the stable East European craton. This is probably due in part to the crystalline/sedimentary imbrication and to a modification of the deep lithosphere by the continental subduction process and by orogeny.

The Urals are particularly suited for such a study: despite the agreement that they result from the collision between two continents separated by island arcs, the positions of the sutures at depth are important to decipher the mechanism that led to the formation of this linear mountain belt. The seismic studies performed in the southern Urals within the frame of the Europrobe and COCORP project (URSEIS), 500 km south of the present profile, should help to better understand the crustal structure of this fascinating mountain, a key feature on the Earth's surface.



### Acknowledgments

Funded by Lithoscope, a project from the French Institut National des Sciences de l'Univers and by GEON, Moscow, Russia, this work has only been possible thanks to the Europrobe initiative. We thank Pr David Gee and Pr Karl Fuchs for their enthusiasm for bringing together eastern and western European teams. We thank Dr Uli Achauer for his tests of the stability of the inversion with his new programs.

### References

- Aki, K., Christoffersson, A., and Husebye, E. S., 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 82: 277-296.
- Aleinikov, A.L., Bellavin, O.V., Bulashevich, Yu.P., Tavrín, I.F., Maksimov, E.M., Rudkevich, M.Ya, Nalivkin, V.D., Shablinskaya, N.V. and V.S. Surkov, 1980. Dynamics of the Russian and West Siberian Platforms, In: A.W. Bally, P.L. Bender, T.R. McGetchin and R.I. Walcott (Editors), *Dynamics of Plate Interiors*, *Geodyn. Ser.*, Vol. 1, Am. Geophys. Union, Washington, D.C., pp. 53-71.
- Egorkin, A., 1995. DSS cross-section of the Urals teleseismic profile. GEON, Moscow.
- Ellsworth, W.L., 1977. Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawai, Ph.D. thesis, 237 pp., Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, USA.
- Evans, J.R. and U. Achauer, U., 1992. Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental scale studies, in *seismic Tomography: theory and practice*, H.M. Iyer and K. Hirahara (editors), Chapman and Hall, London, in press.
- Hamilton, W., 1970. The Uralides and the motion of Russian and Siberian platforms, *Bull. geol. Soc. Amer.*, 81-9, 2553-2576.
- Herrin, E., 1968. Seismological tables for P phases, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58: 1193-1242.
- Hurtig, E., Cermak, V., Haenel, R. and V.I. Zui (Editors), 1992. *Geothermal atlas of Europe*, Hermann Haack, Gotha, D., 156 pp.
- Ivanov, S.N., Perfiliev, A.S., Efimov, A.A., Smirnov, G.A., Necheukhin, V.M. and Fershtater, G.B., (1975). Fundamental features in the



- structure and evolution of the Urals, *Am. J. of Sc.*, 275, 107-130.
- Ivanov, S.N. and A.I. Rusin, 1986. Model for the evolution of the linear fold belt in the continents: example of the Urals, *Tectonophysics*, 127, 384-397.
- Juhlin, C., Kashubin, S., Knapp, J.H., Makovsky, V. and T. Ryberg, 1995. Project conducts seismic reflection profiling in the Ural mountains, *EOS*, 76, 193-197.
- Kashubin, S.N., Rybalka, V.M. and V.B. Sokolov, 1995. Location map and table of acquisition parameters of existing seismic lines, in *EUROPROBE - Urals Seismics proposal by Europrobe-Urals Research Group*, Univ. Uppsala, Sweden.
- Knapp, J. *et al.*, 1996. First results from URSEIS project across the southern Urals, submitted to *Science*.
- Kruse, S. and M. McNutt, 1988. Compensation of Paleozoic orogens: a comparison of the Urals to the Appalachians, *Tectonophysics*, 154, 1-17.
- Matte, P., 1995. Southern Uralides and Variscides: comparison of their anatomy and evolution, *Geologie in Mijnbouw*, 74, 151-166.
- Rudnick, R.L. and D.M. Fountain, 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective, *Reviews of Geophysics*, 33-3, 267-310.
- Ryzhiy, B.P., Druzhinin, V.S., Yunusov, F.F and I.V. Anayin, 1992. Deep structure of the Urals region and its seismicity, *Phys. Earth Planet. Int.*, 75, 185-191.
- Thouvenot, F., Kashubin, S.N., Poupinet, G., Makovskiy, V.V., Kashubina, T.V., Matte, Ph. and L. Jenatton, 1995. The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismics, *Tectonophysics*, 250, 1-13.
- Zonenshain, L.P., Korinevsky, V.G., Kazmin, V.G., Pechersky, D.M.

Khain and V.V. Matveenko, 1984. Plate tectonic model of the South Urals development, *Tectonophysics*, 109, 95-135.

### Table and figure captions

Table 1: Coordinates of seismological stations deployed by GEON across the middle Urals for this teleseismic study.

Table 2: Starting model for inversion of Table 3 and Fig. 6.

Table 3: Results of the inversion for the P-wave residuals collected along the profile. Centre of the array of blocks (index 11) is located at 58° N and 58° E, near station 31. For each block, we print:

- 1) the block index
- 2) the P-wave velocity perturbation in per cent multiplied by 100
- 3) the number of rays crossing the block
- 4) the diagonal element of the resolution matrix multiplied by 100
- 5) the standard error on the P-wave velocity perturbation multiplied by 100

Fig. 1. Profile location in the middle Urals. Besides recording a deep-seismic-sounding experiment, the 61 stations recorded teleseismic events during 3 months. Sketch of geology is drawn on the Uralian part of the profile. (1) Permian Uralian foredeep, (2) Paleozoic and Vendian sediments of the Uralian frontal thrust zone (UFTZ), (3) Kvarikush Riphean anticlinal stack, (4) high-pressure zone and main Uralian fault (MUF), (5) Tagil synform, (6) Salda granitic antiform, (7) eastern Uralian zone.

Fig. 2. (a) Crustal cross-section along the profile, as obtained by GEON from deep-seismic-sounding results. Interfaces are given as thin lines and P-



17

wave velocities in km/s are indicated in each unit. Schematic description of the main geological units shown on top. (b) Blow-up of the box in Fig. 2a. Same as Fig. 2a for GEON DSS results. Short light lines are the main reflectors obtained by Juhlin *et al.* (1995) in their migrated CDP time-section. (Time-to-depth conversion was computed using a normal-moveout velocity increasing from 6 km/s in surface to 6.5 km/s at the base of the crust.) Dots show the wide-angle reflections obtained by Thouvenot *et al.* (1995) from a fan profile fired to detect the crustal root of the Urals (heavy dots = Moho; small dots = intracrustal reflection). CDP and wide-angle data were projected onto the profile along the strike of the geological units (here oriented N-S), since they were obtained a few tens of km to the south.

Fig. 3. Distribution of events used for the computation of the P-wave residuals and for the inversions. Notice that most events arrive in the NE and SE quadrants.

Fig. 4. Example of records of the vertical component for an earthquake that occurred on September 19th 1992 at 19:19:07.5, South of Honshu. On the distance axis, 0 marks the center of the recording array (58° N, 58° E).

Fig. 5. Average P-wave residuals for each station. Error on each residual around 0.1 s.

Fig. 6. P-wave residuals as a function of the earthquake backazimuth for stations situated on both sides of the Uralian frontal thrust zone. Circle corresponds to a zero P-wave residual. Positive P-wave residuals are indicated as values inside the circle (light shade) and negative P-wave residuals as values outside the circle (black).

18

Fig. 7. Vertical cross-section of the lithosphere along the middle-Urals profile resulting from the inversion of P-wave residuals.

A

green-blue color means that the velocity is higher than the starting model in this place.

Fig. 8. Schematic crustal section from surface geology, CDP and wide-angle seismics with juxtaposition of the main lithospheric units deduced from teleseismics (same patterns as in Fig. 1). The lower-velocity Uralian plate is shaded.



STATION	LAT.		LON.		ALT.
01	57	15.03 N	53	18.30 E	180
02	57	17.93 N	53	27.18 E	140
03	57	15.50 N	53	30.00 E	150
04	57	18.33 N	53	39.00 E	160
05	57	21.63 N	53	50.20 E	190
06	57	22.45 N	53	56.35 E	175
07	57	25.40 N	54	08.02 E	257
08	57	27.68 N	54	18.88 E	140
09	57	27.87 N	54	28.37 E	120
10	57	30.95 N	54	35.82 E	170
11	57	32.58 N	54	42.85 E	127
12	57	34.98 N	54	53.17 E	180
13	57	36.02 N	55	03.18 E	250
14	57	37.78 N	55	14.55 E	200
15	57	39.37 N	55	21.00 E	100
16	57	40.78 N	55	31.85 E	120
17	57	43.18 N	55	38.83 E	120
18	57	44.68 N	55	47.88 E	242
19	57	46.73 N	56	01.08 E	300
20	57	48.18 N	56	10.15 E	170
21	57	49.58 N	56	21.42 E	130
22	57	51.08 N	56	30.17 E	210
23	57	52.03 N	56	43.15 E	170
24	57	54.47 N	56	49.67 E	180
25	57	57.08 N	57	01.70 E	200
26	57	58.33 N	57	07.67 E	160
27	58	00.28 N	57	16.03 E	167
28	58	01.37 N	57	28.00 E	242
29	58	02.97 N	57	35.30 E	180
30	58	04.50 N	57	43.57 E	225
31	58	06.02 N	57	57.15 E	380
32	58	08.45 N	58	07.67 E	260
33	58	08.12 N	58	16.67 E	260
34	58	08.95 N	58	27.00 E	240
35	58	10.92 N	58	36.47 E	290
36	58	12.95 N	58	45.18 E	325
37	58	16.40 N	58	53.37 E	455
38	58	17.23 N	59	06.25 E	420
39	58	18.05 N	59	18.37 E	380
40	58	21.30 N	59	22.67 E	350
41	58	22.55 N	59	32.65 E	280
42	58	23.48 N	59	45.65 E	220
43	58	25.68 N	59	57.40 E	220
44	58	25.30 N	60	03.50 E	198
45	58	27.92 N	60	14.50 E	180
46	58	26.60 N	60	23.47 E	150
47	58	26.98 N	60	34.82 E	140
48	58	29.73 N	60	41.23 E	140
49	58	31.52 N	60	56.30 E	140
50	58	34.42 N	61	03.43 E	110
51	58	35.20 N	61	13.67 E	142
52	58	35.82 N	61	23.83 E	120
53	58	37.40 N	61	34.53 E	135
54	58	39.87 N	61	43.20 E	118
55	58	42.83 N	61	52.83 E	125
56	58	42.98 N	62	03.17 E	85
57	58	45.30 N	62	15.87 E	90
58	58	46.97 N	62	24.08 E	80
59	58	46.30 N	62	34.68 E	105
60	58	47.93 N	62	42.33 E	110
61	58	49.05 N	62	52.50 E	90

Table 1

## STARTING MODEL FOR INVERSION

N	Vp in km/s	H in km
1	6.20	20.0
2	6.60	25.0
3	8.20	50.0
4	8.30	50.0
5	8.40	50.0
6	8.50	50.0

Table 2



	-310.	-270.	-230.	-190.	-150.	-110.	-70.	-30.	10.	50.	90.	130.	170.	210.	250.	290.	330.												
20.	46 54 43 53 51 27 32 31 21 23 41 52 43 34 36 36 50 38 36 23 38 28 43 56 32 48 43 49 47	12 88-141 -19 206 67 95 137 105 87 44 92 154 41 109-159-141 -13-320 157 88-250 -75 24 120 -23 -88-209-155	34 35 34 40 43 35 40 42 39 35 38 40 39 39 41 37 41 33 40 37 43 40 41 41 28 37 33 36 33	42 45 41 43 45 46 45 46 47 46 45 45 46 44 45 45 46 44 45 45 46 44 45 45 43 44 43 43 38	45.	17 52 41 48 54 38 31 48 34 26 28 35 45 36 44 36 43 41 44 37 38 46 45 53 40 37 44 43 49 23	155 125 40 -9 53 76 109 81 155 48 102 117 96 105 32 -9-149-189-246 163-122 17-219 -5 135-98 -40 -39-180-166	30 38 42 48 45 43 40 38 38 40 45 49 46 42 41 41 47 46 38 43 39 41 43 40 44 43 45 44 44 31	44 41 42 44 42 45 44 44 46 43 43 44 44 46 45 44 45 44 45 44 41 41 42 43 43 43 41 39	95.	41 69 76 74 74 62 50 59 51 44 53 68 62 58 57 59 67 65 65 51 51 58 57 80 63 67 69 69 65 33	96 229 46 27 193 79 61 224 95 71 48 77 83 36-43-133-188-137 -79-127 -2-61-199-78 0-130 -91 -15-196-190	47 54 54 56 51 53 53 48 49 47 53 55 56 55 56 54 56 47 55 51 53 55 50 55 51 52 54 46 36 27	46 42 40 40 42 42 40 40 42 41 42 42 42 42 41 43 42 44 43 40 41 39 40 39 41 39 33 28	145.	11 29 60 78 72 76 72 61 57 52 46 52 54 65 64 55 58 64 62 60 43 58 58 67 75 68 62 60 64 56 40	-52 107 25 83 37 68 -22 57 62 46 -41 -19-83-23 76 17 97 -66-204-117 -72 -43-127-147-133 -97 99 28 -32-119-204	42 46 54 54 55 53 58 49 45 47 48 56 55 53 55 52 55 50 53 49 52 45 51 54 51 49 44 46 42 38 39	49 45 41 43 43 42 41 41 40 40 42 43 43 44 43 44 43 44 42 41 42 41 40 42 41 40 42 41 40 34 39	195.	11 12 22 53 74 78 72 71 56 48 56 53 52 59 64 61 55 51 55 66 59 56 54 59 59 60 71 62 67 61 62	-6 40 -74 -43 7 48 -87 -49 -27 -62 -60 -69 93 -13 -11 -24 57 72 0 -71-124-200 -46-122 -33 -3 4 -54 53-23 15	36 30 46 54 57 56 58 54 47 46 50 52 55 57 53 54 52 50 46 51 49 45 50 51 51 50 43 45 46 39 44	45 42 46 44 42 41 42 43 43 42 42 44 43 44 44 44 44 42 44 42 40 41 41 42 40 41 39 36 42	245.	11 10 14 17 23 38 63 73 76 70 66 53 58 62 52 50 52 57 60 50 55 57 66 59 53 58 51 56 64 66 66 60	236 87 -96 -95 -90-220-101-208 -93 -57 -56 -48 -4 39 8 -3 106 11 14 -21 15 -17 -68 -42 -82 41 22 -43 -78 -1 -81-100	24 33 40 42 54 62 59 61 62 60 55 52 56 64 54 62 59 59 59 54 56 57 57 59 58 60 55 51 54 55 52 49	40 47 48 48 48 45 46 45 45 45 47 47 47 44 48 47 46 47 46 47 46 45 46 45 46 45 46 49 46 43 46 45

Table 3

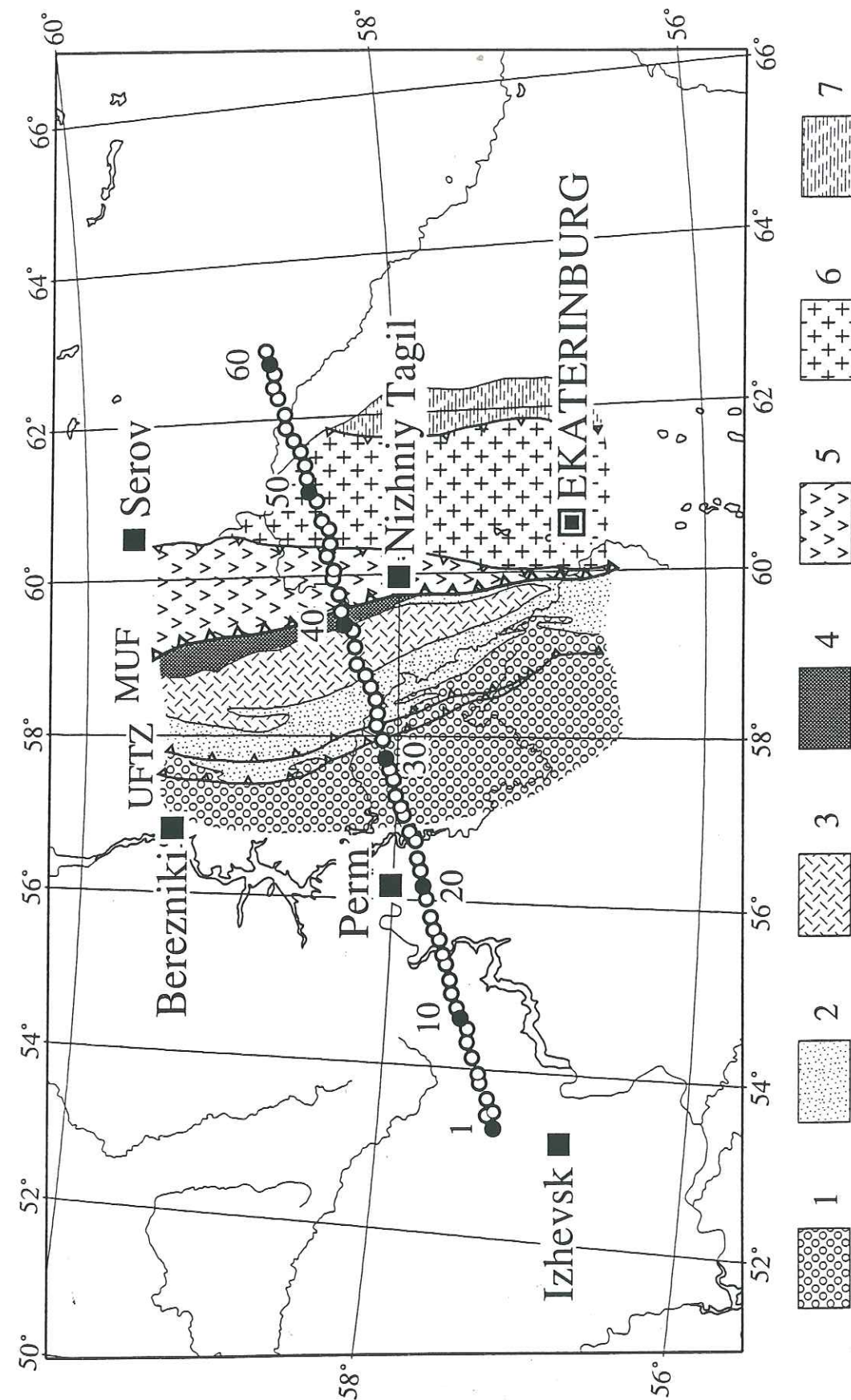


Figure 1



Figure 2a

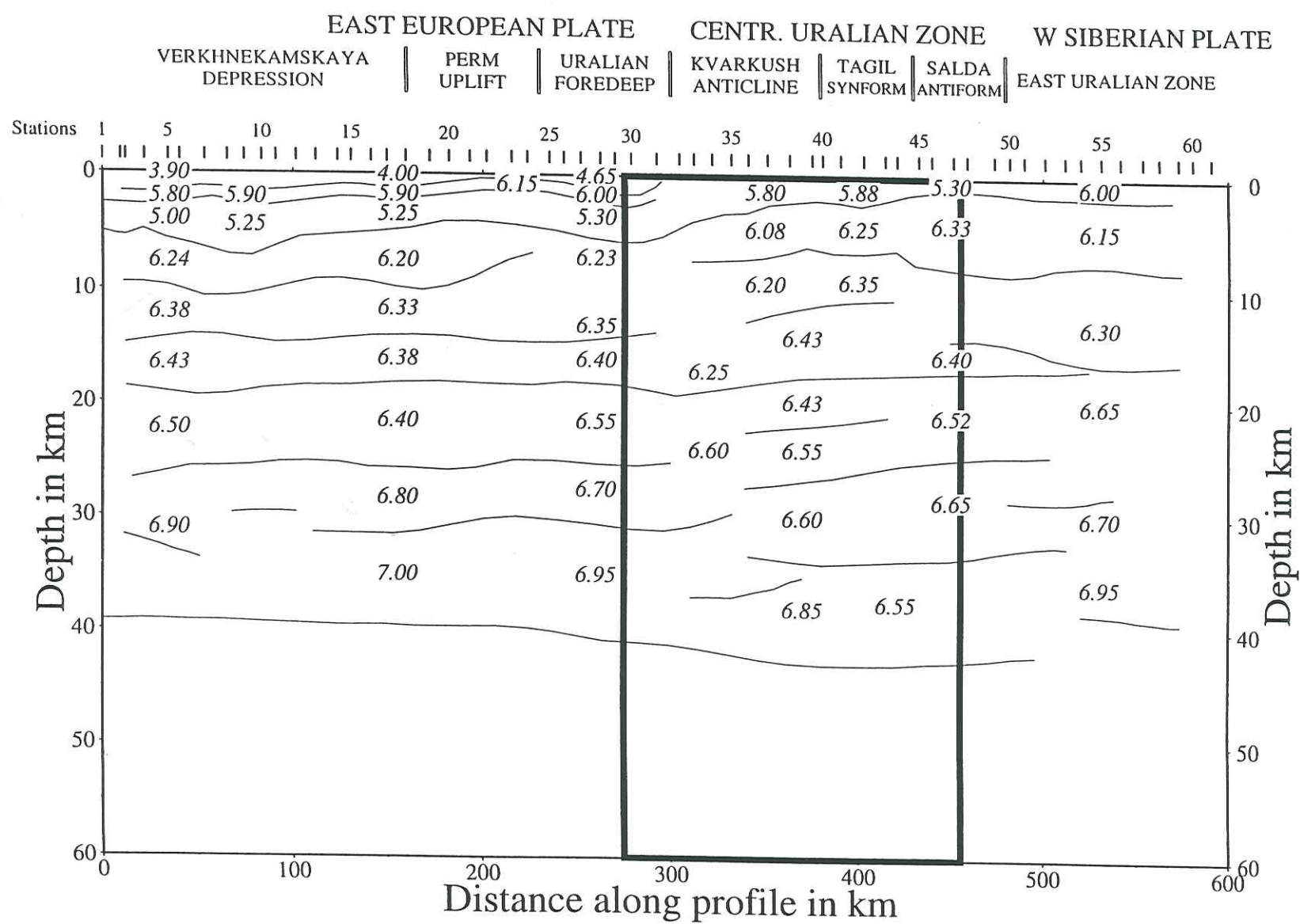
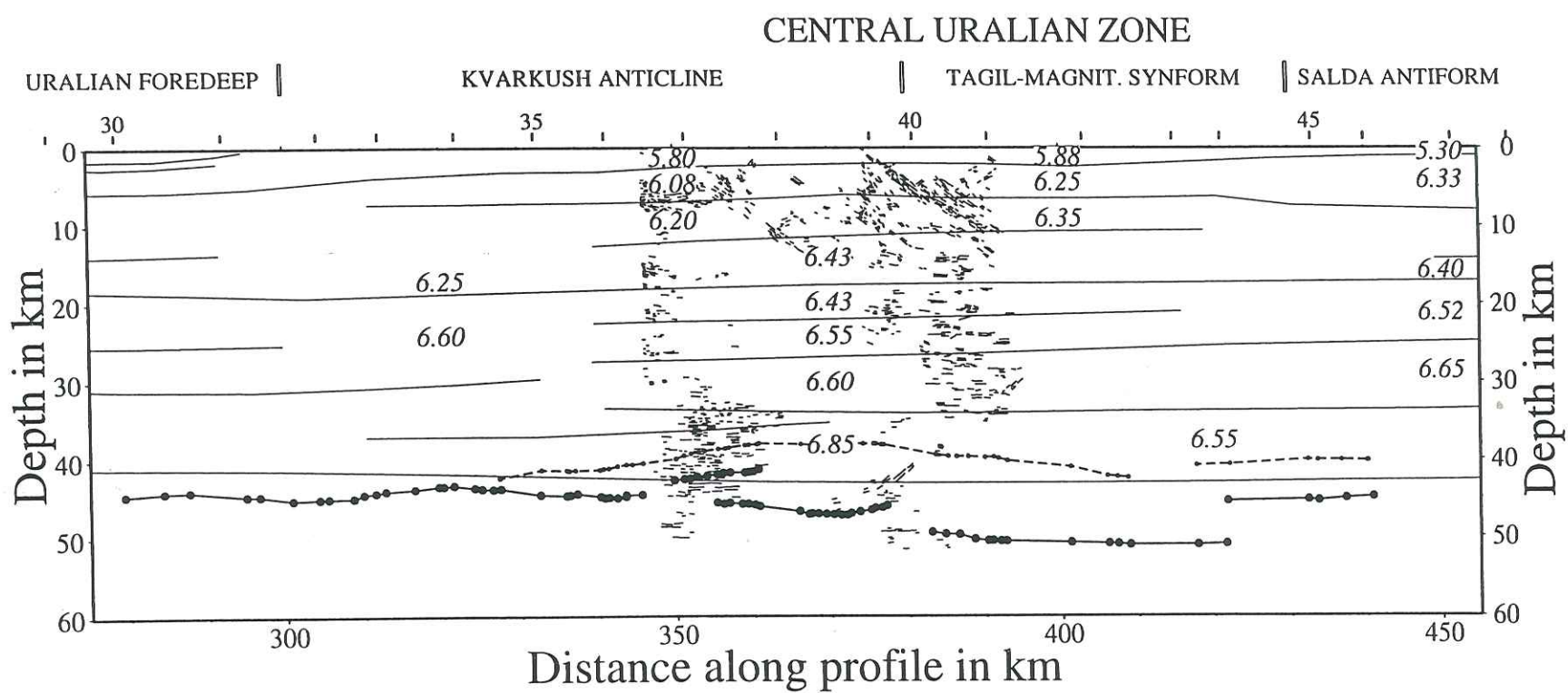


Figure 2b





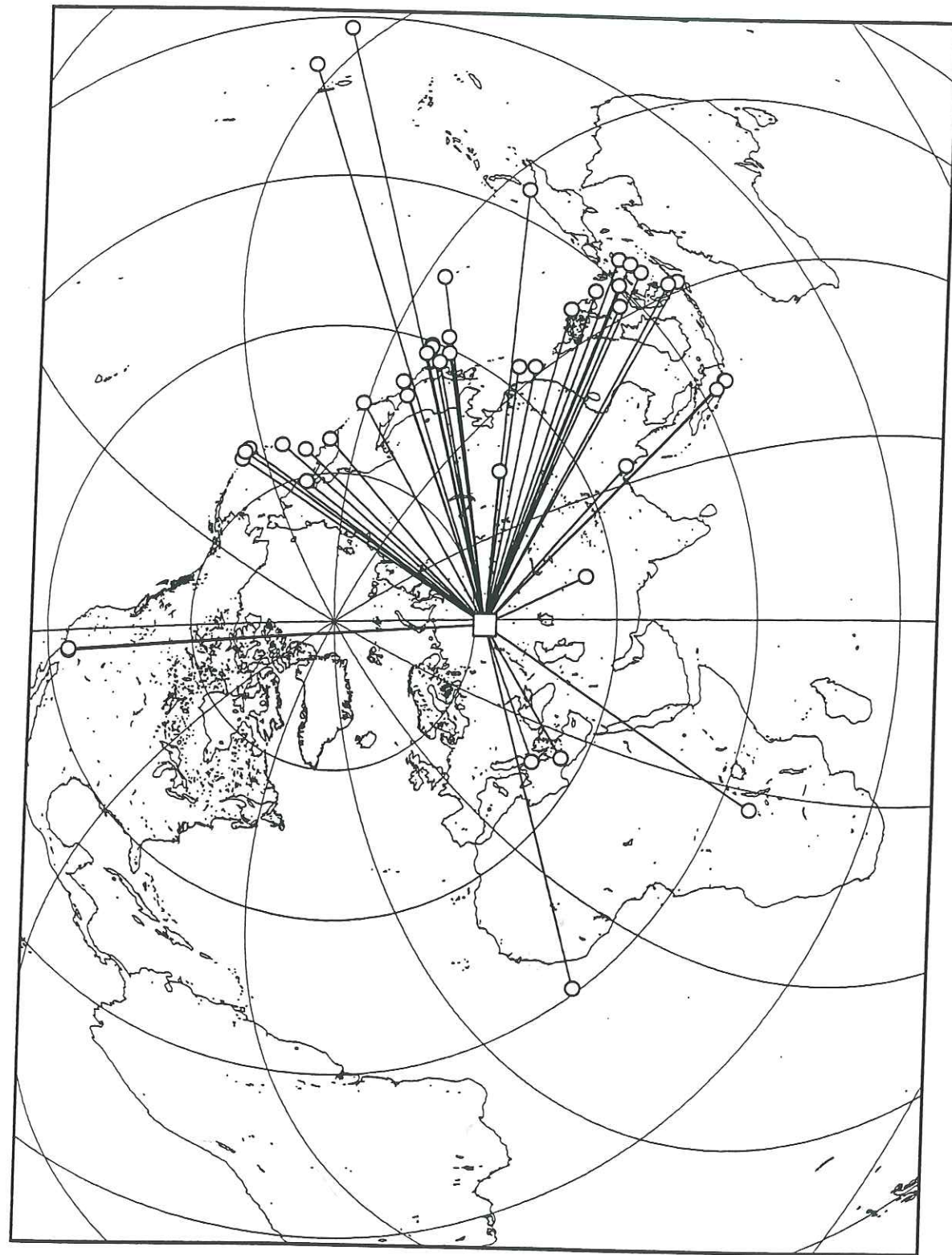


Figure 3

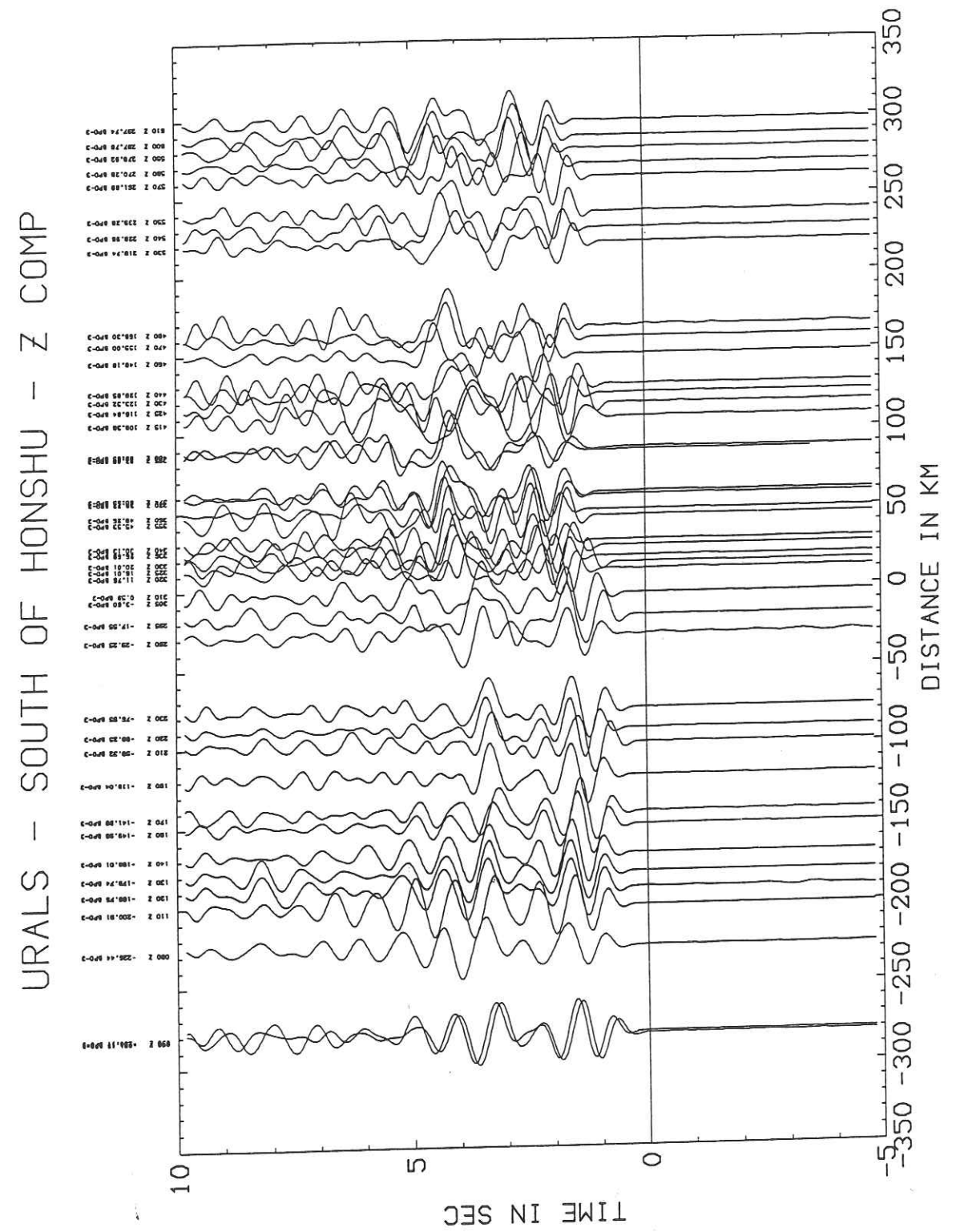


Figure 4



Figure 5

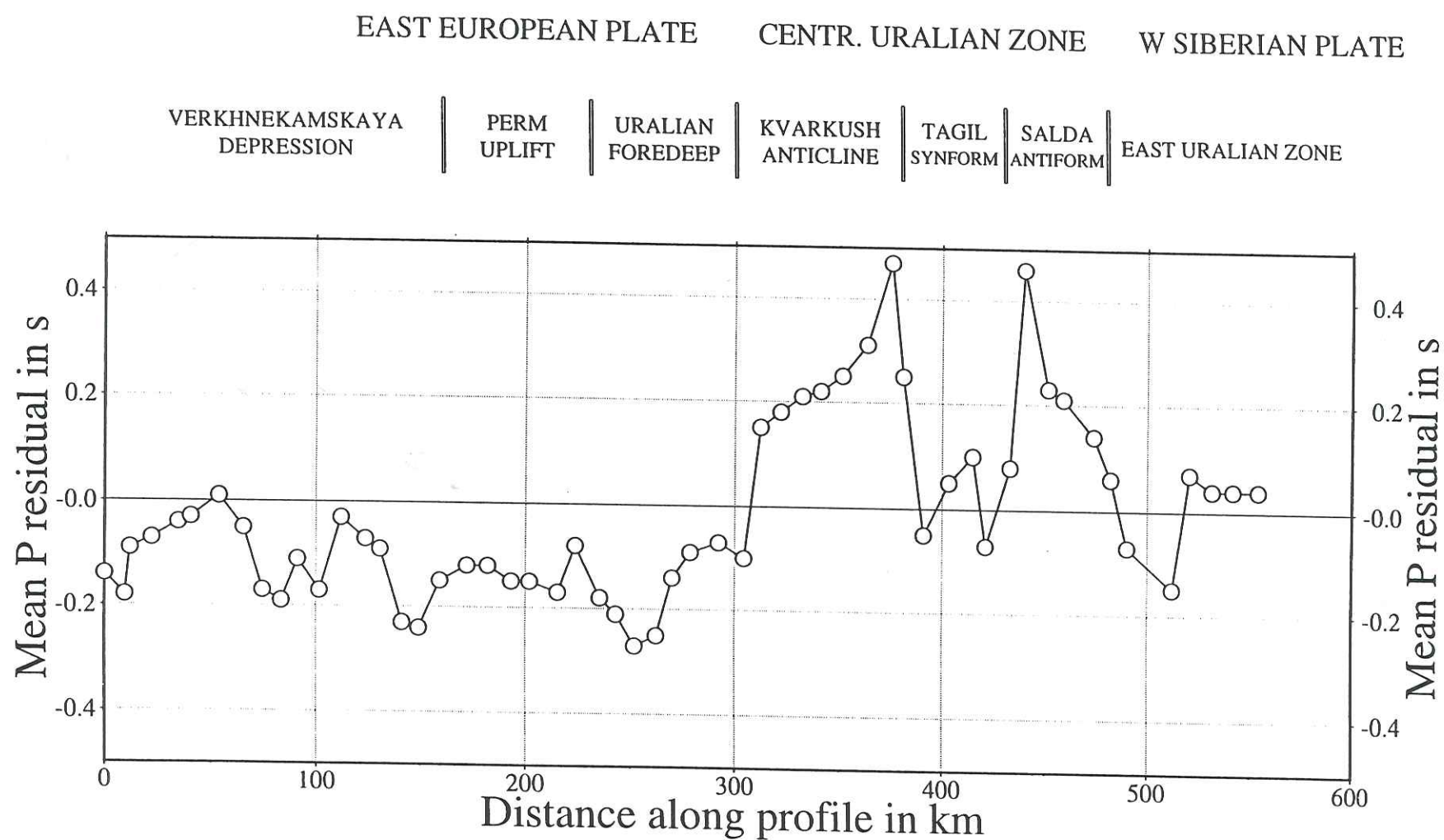
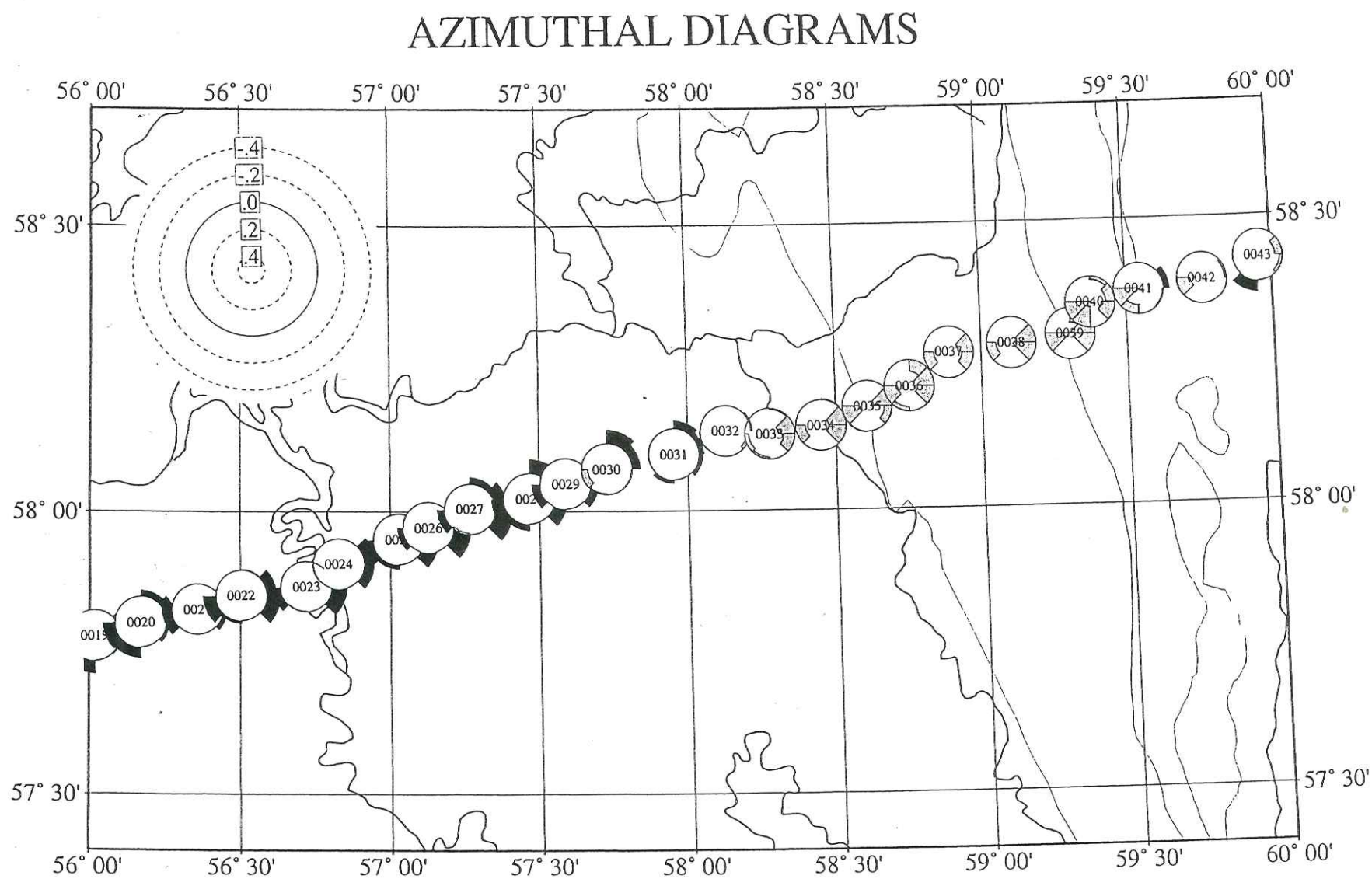
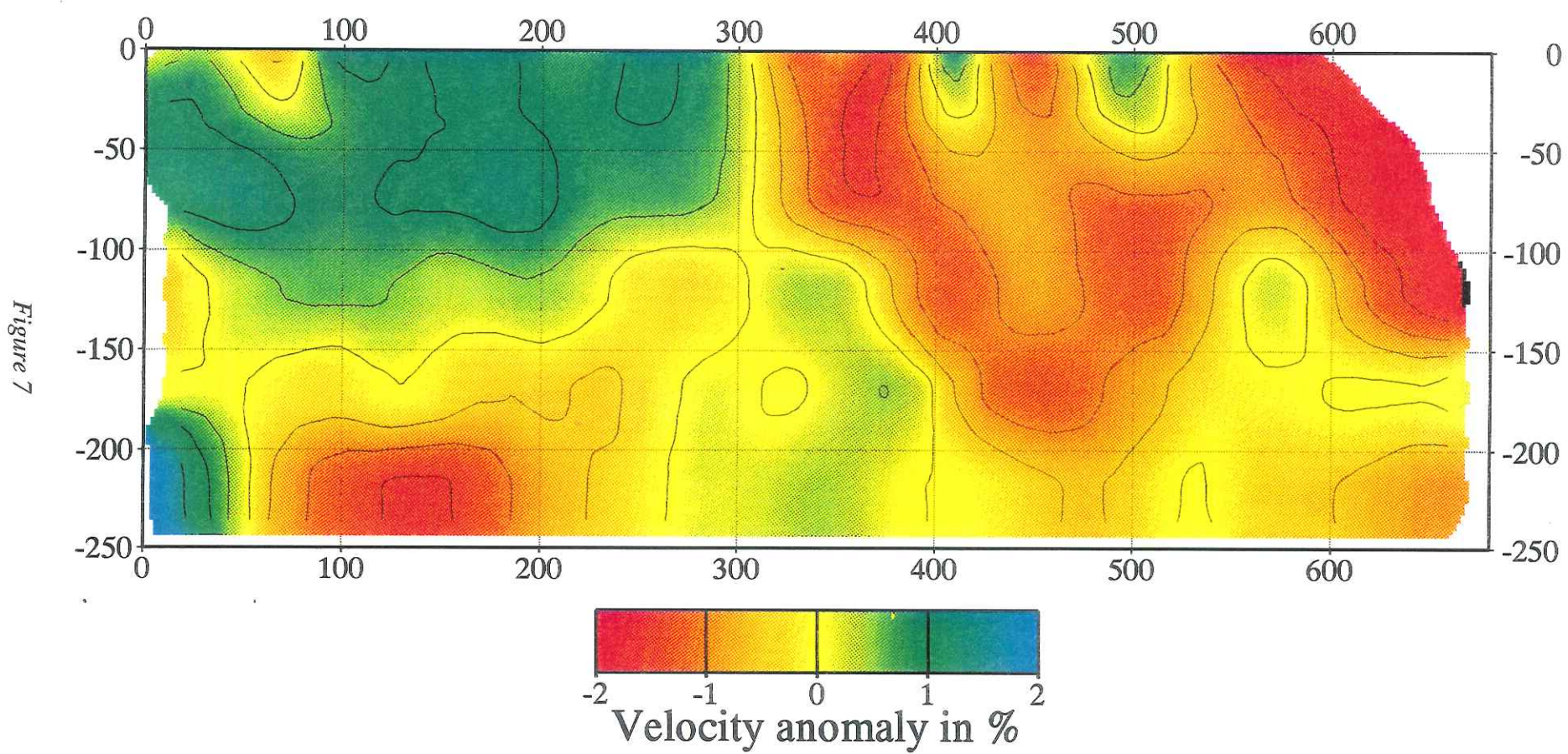


Figure 6



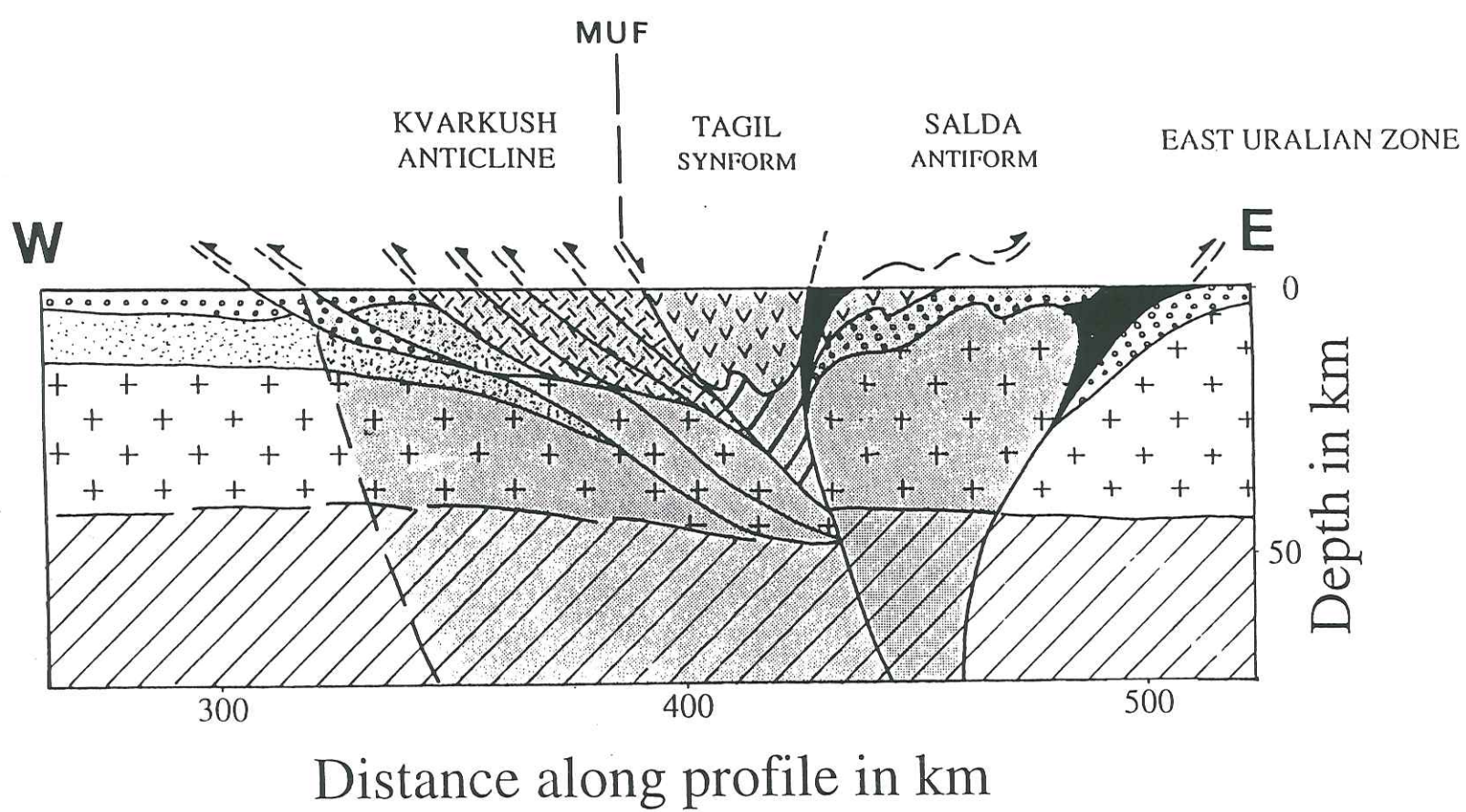


## CROSS-SECTION



layer zolop2 -C-300/0/380/0 -12

Figure 8





## ÉPILOGUE



## ÉPILOGUE

Nous venons successivement d'examiner diverses facettes géophysiques et structurales de quatre orogènes. Pour les Alpes occidentales, l'écaillage lithosphérique que nous avons proposé avec Gilles Ménard au début des années quatre-vingt s'est révélé, moyennant quelques aménagements, un bon modèle de départ pour interpréter le profil Ecors-Crop Alpes. Cette interprétation n'aurait pu être menée à bien si nous n'avions pas disposé des données de sismique réflexion grand-angle. Nous pensons ainsi avoir démontré avec Alfred Hirn – si tant est que cela restait à faire – l'indispensable complémentarité entre cette technique et la sismique réflexion verticale, tout particulièrement lorsqu'il s'agit d'imager les zones de racine des orogènes.

Le « réflecteur briançonnais » mis en évidence vers 25–30 km de profondeur était, en 1986, une grande « première ». Cette structure, capitale pour la compréhension de l'écaillage lithosphérique, n'a cependant pas reçu de notre part toute l'attention qu'elle méritait. La vitesse sismique qui la caractérise est, à l'heure actuelle, inconnue ; et il faut bien avouer que c'est plus sur des arguments gravimétriques que sismiques que l'on attribue à cette écaille une origine mantellique. Il en est de même de son extension latérale. Enfin, la caractérisation même de l'écaille par des réflexions grand-angle sur-critiques (on visait à l'origine le Moho autochtone profond) n'est pas des plus appropriées. Ce sera l'un des problèmes majeurs prochainement abordés (en 1997) par le programme GéoFrance 3 D, avec plusieurs tirs enregistrés en éventails pour préciser la géométrie de cette écaille. Un profil inversé (avec deux tirs en bout), bien que délicat à mettre en œuvre (il faut tirer suffisamment près du Front pennique pour pouvoir obtenir des réfractions dans l'écaille), est également prévu, car c'est là l'unique façon d'accéder à une mesure de vitesse dans l'écaille.

\*

\* \*

L'étude de la sismicité des Alpes occidentales, par l'intermédiaire du réseau Sismalp progressivement mis en place avec Julien Fréchet, a nécessité de notre part un gros investissement en temps. Or les Alpes occidentales ne présentent pas le même niveau de sismicité que le Péloponnèse ou les îles de la Sonde ! Il a donc fallu être très patient pour voir s'organiser, au moins localement, la sismicité de la région. Par exemple, ce n'est qu'en 1994 que nous avons pris conscience du coulissage dextre de la « faille du col des Mouilles », mais il a fallu attendre 1996 pour que nous soyons convaincus de son importance à l'échelle régionale.

Deux régimes de sismicité apparaissent : une sismicité plus ou moins continue à l'est, de part et d'autre de la frontière franco-italienne ; et une sismicité plus



« épisodique » dans le reste du domaine étudié. Les zones sismiques connues du point de vue historique, comme par exemple la moyenne et basse vallée du Rhône ou la moyenne Durance, sont actuellement quasiment asismique, ce qui fait y redouter une importante accumulation des contraintes. Cette inquiétude est renforcée par le très important déficit actuel en séismes destructeurs ( $I \geq VIII$ ) dans le Sud-Est : 3 seulement depuis 1950, alors que les statistiques depuis 1800 montrent qu'il s'en produit en moyenne un tous les cinq ans. Sans vouloir jouer les Cassandres, il faut donc s'attendre, dans les années qui viennent, à un événement sismique catastrophique dans le Sud-Est, qui ne se produira pas nécessairement à Nice ou à Lambesc comme on l'entend trop souvent. Si l'une de nos satisfactions est d'être parvenu à doter les Alpes occidentales d'un réseau de surveillance sismique, c'est aussi notre rôle d'alerter la puissance publique pour que les mesures de prévention soient renforcées partout dans le Sud-Est et pour que les plans de secours soient conçus en conséquence.

Les deux arcs sismiques déjà connus (arcs briançonnais et piémontais) sont maintenant cartographiés avec précision. Le premier suit fidèlement le Front pennique, avec une sismicité qui se distribue dans les dix premiers kilomètres de la croûte ; nous associons la sismicité un peu plus profonde du deuxième à la présence du corps d'Ivrée, tandis que plus à l'est l'arc padan semble en suivre le flanc est. Enfin, nous le disions ci-dessus, on distingue maintenant, dans la sismicité de l'avant-pays, un arc subalpin nettement plus actif.

S'il a fallu être patient pour clarifier un peu la carte de sismicité du Sud-Est, il faudra encore plus de patience pour faire la synthèse des mécanismes au foyer disponibles et comprendre l'ensemble de la distribution du champ de contrainte. Les quelques études que nous avons présentées à ce sujet sont très ponctuelles, mais leurs titres sont révélateurs : compression sur la marge ligurienne, coulissage dextre extensif dans le domaine briançonnais, coulissage dextre transpressif le long de l'arc subalpin. L'activité de l'arc subalpin fait en particulier ressortir l'importance des failles tardi-hercyniennes de direction N40 dans la tectonique alpine.

\*  
\* \*

Notre opinion sur les résultats de tomographie sismique est mitigée : d'une part nous étions à l'origine persuadés de l'existence d'une subduction à vergence est, et nous avons été déçus de ne pas pouvoir la mettre en évidence ; l'accord avec des résultats antérieurs nous donne malgré tout confiance dans le travail réalisé – mise à part la désagréable sensation de « surplace » que cela peut engendrer par ailleurs. Cependant, quand on compare la coupe obtenue à celle de Guyot (1991), le contraste de vitesse entre Eurasie et Adriatique est finalement assez cohérent dans les deux cas. Il resterait surtout, pour compléter ce volet, à procéder à une modélisation directe à 3 dimensions, de façon à tester si le modèle obtenu permet d'expliquer significativement mieux les résidus observés que d'autres modèles incluant des subductions. (Nous avons néanmoins l'impression que la modélisation directe utilisée pour elle-même – c'est-à-dire sans autre but qu'un contrôle de l'inversion – est dangereuse, car elle entraîne trop son auteur dans un « tube » de solutions dont il est difficile de sortir.)

Le résultat majeur de l'inversion est la suture quasi-verticale qui se prolonge jusqu'à 200 km de profondeur, avec une lithosphère et une asthénosphère lentes à l'ouest, rapides à l'est. Une zone anormalement lente dans l'asthénosphère est cartographiée sous l'axe de la chaîne. Dans la croûte, la vitesse sismique est supérieure à la normale dans le nord-ouest de la zone d'étude, avec une limite sud qui semble là aussi suivre l'orientation des failles tardi-hercyniennes. Dans le domaine savoyard, cette zone correspond à une sismicité plus importante qu'ailleurs dans l'avant-pays. À l'inverse, la zone asismique de la fosse vocontienne apparaît avec une anomalie de vitesse négative, indice probable d'un comportement plus ductile.

On pourra nous reprocher de n'avoir pas contrôlé le modèle obtenu par la gravimétrie, et il est vrai qu'il reste à réaliser une modélisation gravimétrique 3 D de l'ensemble de la zone d'étude. Cependant, une inversion téléseismique et gravimétrique conjointe serait beaucoup plus fructueuse. C'est un objectif de longue haleine auquel il faut dès maintenant penser.

On pourra surtout nous reprocher de ne pas avoir procédé à une tomographie crustale utilisant les séismes locaux, ce qui aurait permis des corrections de station lors de l'inversion téléseismique. La relativement faible sismicité des Alpes occidentales, le fait que le réseau Sismalp n'est pleinement opérationnel que depuis début 1994, mais surtout la concentration de la sismicité dans une zone finalement très réduite (entre Briançon et Coni) qui entraîne que les rais suivent presque toujours les mêmes trajets sont autant d'arguments qui expliquent notre prudence. Là aussi, il faut savoir faire preuve de patience. Avec maintenant suffisamment de données, tout est prêt pour cette tomographie crustale ; les mois qui viennent vont en voir sortir les résultats, avec une résolution que l'on peut espérer être dix fois meilleure que celle de la tomographie téléseismique.

\*  
\* \*

Pour l'Atlas tunisien, étudié en 1985 grâce à un réseau de grands profils, le résultat marquant demeure la faible vitesse crustale moyenne ( $6 \text{ km.s}^{-1}$ ), exclusion faite des sédiments. Sous l'Atlas, comme ailleurs en Tunisie, la vitesse de  $6 \text{ km.s}^{-1}$  caractéristique de la croûte supérieure n'est atteinte qu'à grande profondeur (entre 10 et 15 km). L'épaississement de la croûte sous les chaînes telliennes semble se produire à la faveur de « marches d'escalier » du Moho. Nous faisons l'hypothèse que cette croûte anormalement lente, au sein de laquelle il ne nous a pas été possible d'observer de réflexions, a des propriétés mécaniques particulières qui pourraient expliquer le moindre niveau de sismicité observé en Tunisie quand on le compare à celui du Maroc ou de l'Algérie. On peut peut-être établir un parallèle entre ce type de croûte et celui existant sous la fosse vocontienne des Alpes occidentales, qui est aussi une zone asismique caractérisée par une vitesse crustale inférieure à  $6 \text{ km.s}^{-1}$  sous une épaisseur de sédiments supérieure à 10 km.

\*  
\* \*



La très brève incursion que nous avons faite avec Guy Sénéchal dans les Pyrénées nous a permis d'y procéder à la migration du profil Ecors, en aboutissant à une coupe-profondeur plus directement exploitable que les traditionnelles coupes-temps. Le résultat principal est la mise en évidence d'une importante zone diffractante générée par la faille nord-pyrénéenne. Les réflecteurs pentés profonds détectés sous le Moho européen sont repositionnés, après migration, pour former la limite nord de la croûte inférieure ibérique. L'image générale de la collision ne diffère pas sensiblement des interprétations antérieures, mais le travail réalisé, par les positionnements soigneux en profondeur, font de cette migration une étape vitale pour la construction de coupes équilibrées dignes de ce nom.

\*  
\* \*

C'est en participant à Moscou avec Philippe Matte à une réunion préparatoire du programme Europrobe que nous avons réalisé l'intérêt que présentait la structure profonde de l'Oural, permettant ainsi à Georges Poupinet de mettre sur pied les deux campagnes présentées dans les deux derniers chapitres de cette thèse.

La principale conclusion de la campagne de télésismique est la mise en évidence de ce contact quasi-vertical entre les deux lithosphères russe et ouraliennne, avec des vitesses rapides à l'ouest et lentes à l'est. Comme dans les Alpes, cette juxtaposition inattendue nous fait plutôt invoquer des coulissages horizontaux tardi-orogéniques qui auraient « cassé » l'image de la subduction.

En ce qui concerne la sismique réflexion grand-angle, il a été très important d'être les premiers à pouvoir cartographier, en ondes *P* comme en ondes *S*, cette racine de 6 km sous l'Oural moyen. Ce résultat a été récemment confirmé dans l'Oural méridional à la latitude de Magnitogorsk (programme russo-américano-germano-hispanique URSEIS) par de la sismique réfraction et réflexion grand-angle (racine de 10 km), alors même que le profil de sismique réflexion verticale avait de grandes difficultés à atteindre la base de la croûte dans cette zone de racine. Ces difficultés étaient prévisibles étant donné la dégradation du signal réfléchi sur le Moho que nous avons observée lors de l'expérience UWARS'92 lorsqu'on passait de la plateforme russe à l'orogène lui-même.

D'une façon plus générale, nous émettons l'hypothèse que la sismique réflexion grand-angle qui vise le Moho permet aussi de tester la réflectivité de la croûte inférieure : une croûte inférieure que la sismique réflexion verticale détecte comme étant réflexive possède aussi, d'après nous, un Moho très franc produisant en grand-angle un signal réfléchi à la fois très net et très simple dans sa forme d'onde, comme cela peut être observé aux quelques endroits où les deux types de méthodes ont été testés (p. ex. Alpes, bassin de Paris, Oural).

## BIBLIOGRAPHIE



## BIBLIOGRAPHIE

Pour faciliter l'utilisation de cette bibliographie générale, nous avons fait précéder chaque entrée concernant plus particulièrement les Alpes occidentales, l'Atlas tunisien, les Pyrénées et l'Oural moyen des sigles correspondants : *Alp*, *Atl*, *Pyr* et *Our*.

- AKI, K. 1980. Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth planet. Interiors* **21**, 50–60.
- AKI, K., CHRISTOFFERSSON, A. & HUSEBYE, E.S. 1976. Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana LASA, *Bull. seism. Soc. Am.* **82**, 501–524.
- AKI, K., CHRISTOFFERSSON, A. & HUSEBYE, E.S. 1977. Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. geophys. Res.* **82**, 277–296.
- Alp* ALBERT, G. 1974. Die magnetische Anomalie der Ivrea-Zone, *J. Geophys.* **40**, 283–301.
- Our* ALEINIKOV, A.L., BELLAVIN, O.V., BULASHEVICH, Yu.P., TAVRIN, I.F., MAKSIMOV, E.M., RUDKEVICH, M.Ya., NALIVKIN, V.D., SHABLINSKAYA, N.V. & SURKOV, V.S. 1980. Dynamics of the Russian and West Siberian platforms. In : BALLY, A.W., BENDER, P.L., MCGETCHIN, T.R. & WALCOTT, R.I. (éds), *Dynamics of Plate Interiors. Geodyn. Ser.* **1**, 53–71.
- ALLÈGRE, Cl. 1983. *L'Écume de la Terre*. Fayard, Paris.
- Alp* ALPINE EXPLOSION SEISMOLOGY GROUP 1976. A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975. I: First results, *Pure Appl. Geophys.* **114**, 1109–1130.
- ANDERSEN, T.B., JAMVEIT, B., DEWEY, J.F. & SWENSSON, E. 1991. Subduction and eduction of continental crust during continent–continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the South Norwegian Caledonides, *Terra Nova* **3**, 303–310.
- ANDERSON, H. 1985. *Seismotectonics of the Western Mediterranean*. Ph. D. thesis, Univ. Cambridge.
- ANDERSON, H. & JACKSON, J. 1987. Active tectonics in the Adriatic Region, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **91**, 937–983.
- ANGELIER, J. 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics* **56**, T17–T26.
- Alp* ANSORGE, J. 1968. Die Struktur der Erdkruste an der Westflanke der Zone von Ivrea, *Schweiz. min. petr. Mitt.* **48**, 235–246.
- ARGAND, E. 1924. La tectonique de l'Asie. XIII<sup>e</sup> Congr. int. géol. Belg., 171–372.
- ARMUJO, R. & CISTERNAS, A. 1978. Un problème inverse en microtectonique cassante, *C. r. Acad. Sci., Paris* **287**, 595–598.
- Alp* ARPIN, R., GRATIER, J.-P. & THOUVENOT, F. 1988. Chevauchements en Vercors-Chartreuse déduits de l'équilibrage des données géologiques et géophysiques, *C. r. Acad. Sci., Paris* **307**, 1779–1781.
- Our* AVTONEEV, S.V., DRUZHININ, V.S. & KASHUBIN, S.N. 1988. Glubinnoe stroenie Yuzhnogo Urala po Troitskomu profilu GSZ, *Sov. Geol.* **7**, 47–53.
- BABEL WORKING GROUP 1990. Evidence for early Proterozoic plate tectonics from seismic reflection profiles in the Baltic shield, *Nature, Lond.* **348**, 34–38.
- Alp* BABUSKA, V., PLOMEROVA, J. & GRANET, M. 1990. The deep lithosphere in the Alps; a model inferred from *P* residuals, *Tectonophysics* **176**, 137–165.



- Pyr BABY, P. 1988. *Chevauchements dans une zone à structure complexe – La zone nord-pyrénéenne ariégeoise*. Thèse, Univ. P.-Sabatier, Toulouse, 149 p.
- Alp BAER, M. 1980. Relative traveltimes residuals for teleseismic events at the new Swiss station network, *Annls Géophys.* **36**, 119–126.
- BAKUN, W.H. & BUFE, C.G. 1975. Shear-wave attenuation along the San Andreas fault zone in Central California, *Bull. seism. Soc. Am.* **65**, 439–459.
- BANO, M. 1989. *Extraction automatique des réflexions, modélisation des diffractions et migration des données de sismique profonde ECORS*. Thèse, Univ. L.-Pasteur, Strasbourg, 155 p.
- Alp BARFÉTY, J.-C., GIDON, M. & KERCKHOVE, Cl. 1968. Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises, *C. r. Acad. Sci., Paris* **267**, 394–397.
- Alp BARFÉTY, J.-C. & GIDON, M. 1975. La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France), *C. r. Acad. Sci., Paris* **281**, 1677–1680.
- Alp BAYER, R., CAZES, M., DAL PIAZ, G.V., DAMOTTE, B., ELTER, G., GOSSO, G., HIRN, A., LANZA, R., LOMBARDO, B., MUGNIER, J.-L., NICOLAS, A., NICOLICH, R., POLINO, R., ROURE, F., SACCHI, R., SCARASCIA, S., TABACCO, I., TAPPONNIER, P., TARDY, M., TAYLOR, M., THOUVENOT, F., TORREILLES, G., VILLIEN, A. 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP), *C. r. Acad. Sci., Paris* **305**, 1461–1470.
- Alp BAYER, R., CAROZZO, M.T., LANZA, R., MILETTO, M. & REY, D. 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the western Alps, *Tectonophysics* **162**, 203–218.
- Atl BEN AYED, N. 1986. *Évolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel*. Thèse d'État, Univ. Paris-Sud-Orsay, 327 p.
- BERCKHEMER, H. 1970. Mars 66. Eine Magnetbandapparatur für seismische Tiefensondierung, *Z. Geophys.* **36**, 501–518.
- BERG, J.W. (JR), LONG, L.T., SARMAH, S.H. & TREMBLY, L.D. 1971. Crustal and mantle inhomogeneities as defined by attenuation of short-period P-waves. In: HEACOCK, J.G. (éd.), *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust. Geophys. Monogr.* **14**, 51–57.
- Alp BERTIL, D., BETHOUX, N., CAMPILLO, M. & MASSINON, B. 1989. Modeling crustal phases in Southeast France for focal-depth determination, *Earth planet. Sci. Lett.* **95**, 341–358.
- BERTRAND, M. 1888. Sur la distribution géographique des roches éruptives en Europe, *Bull. Soc. géol. Fr.* **16**, 573–617.
- Alp BETHOUX, N., PETIT, F., RÉHAULT, J.-P., MASSINON, B. & MONTAGNIER, J.-P. 1986. Several location methods for underwater shots in the gulf of Genoa (western Mediterranean): structural implications, *Tectonophysics* **128**, 357–379.
- Alp BETHOUX, N., CATTANEO, M., DELPECH, P.-Y., EVA, Cl. & RÉHAULT, J.-P. 1988. Mécanismes au foyer de séismes en mer Ligure et dans le sud des Alpes occidentales : résultats et interprétation, *C. r. Acad. Sci., Paris* **307**, 71–77.
- Alp BETHOUX, N., FRÉCHET, J., GUYOTON, F., THOUVENOT, F., CATTANEO, M., EVA, Cl., NICOLAS, M., FEIGNIER, B. & GRANET, M. 1992. A closing Ligurian Sea?, *Pure Appl. Geophys.* **139**, 179–194.
- Atl BOBIER, C. & MARTIN, G. 1976. Remarques sur l'évolution cénozoïque du Déroit sicolotunisien, *Rapp. P.-v. Réunion. Comm. int. Expl. scient. Mer Méditerran.* **24**, 223–225.
- Atl BOBIER, C., VIGUIER, C., CHAARI, A. & CHINE, A. 1991. The post-Triassic sedimentary cover of Tunisia: seismic sequences and structure. In: FREEMAN, R., HUCH, M. & MÜLLER, St. (éds), *The European Geotraverse, Part 7. Tectonophysics* **195**, 371–410.
- Atl BOCCALETTI, M., CELLO, G. & TORTORICI, L. 1990. First-order kinematic elements in Tunisia and the Pelagian block. In: FREEMAN, R. & MÜLLER, St. (éds), *The European Geotraverse, Part 6. Tectonophysics* **176**, 215–228.

- Alp BOSSOLASCO, M. & EVA, Cl. 1965. Il terremoto del 19 luglio 1963 con epicentro nel mare Ligure, *Geofis. e Meteor.* **14**, 6–18.
- Alp BOSSOLASCO, M., CICONI, G., EVA, Cl. & PASQUALE, V. 1972. La rete sismica dell'Istituto Geofisico di Genova e primi risultati sulla sismotettonica delle Alpi marittime e occidentale e del mare Ligure, *Riv. ital. Geofis.* **23**, 57–63.
- BOUCHON, M. & AKI, K. 1977. Discrete wave-number representation of seismic source wave fields, *Bull. seism. Soc. Am.* **67**, 259–277.
- BOUCHON, M., MASSINON, B., MECHLER, P. & NICOLAS, M. 1981. *Attenuation of Local Phases in Western Europe*. Adv. Res. Projects Agency & Europ. Office Aerospace Res. Dev., 27 p.
- Atl BUROLLET, P.-F. 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale, *Annls Mines Géol. Tunis.* **18**, 350 p.
- Atl BUROLLET, P.-F. 1991. Structures and tectonics of Tunisia. In: FREEMAN, R., HUCH, M. & MÜLLER, St. (éds), *The European Geotraverse, Part 7. Tectonophysics* **195**, 359–369.
- Atl BUROLLET, P.-F. & BUSSON, G. 1983. Plateforme saharienne et Mésogée au cours du Crétacé, *Notes Mém. CFP, Paris* **18**, 17–26.
- Atl BUROLLET, P.-F. & ELLOUZ, N. 1986. Evolution of sedimentary basins in central and eastern Tunisia, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* **10**, 49–68.
- Alp BUTLER, R.W.H. 1986. Thrust tectonics, deep structure and crustal subduction in the Alps and Himalayas, *J. geol. Soc. Lond.* **143**, 857–873.
- CAMPILLO, M., BOUCHON, M. & MASSINON, B. 1984. Theoretical study of the excitation, spectral characteristics and geometrical attenuation of regional seismic phases, *Bull. seism. Soc. Am.* **74**, 79–90.
- Alp CAPPONI, G., EVA, Cl. & MERLANTI, G. 1980. Il terremoto del 23 febbraio 1887 in Liguria occidentale, *Atti Acad. ligure* **37**, 1–33.
- Alp CATTANEO, M., EVA, Cl. & MERLANTI, F. 1985. Crustal inhomogeneities in northwestern Italy as inferred by  $P_n$ -wave traveltimes residuals, *Tectonophysics* **118**, 143–158.
- Alp CATTANEO, M. & EVA, Cl. 1990. Propagation anomalies in northwestern Italy by inversion of teleseismic residuals, *Terra Nova* **2**, 577–584.
- CAZES, M., TORREILLES, G., BOIS, C., DAMOTTE, B., GALDÉANO, A., HIRN, A., MASCLE, A., MATTE, Ph., PHAM VAN NGOC & RAOULT, J.-F. 1985. Structure de la croûte hercynienne du Nord de la France : premiers résultats du profil ECORS, *Bull. Soc. géol. Fr.* **8**, 925–941.
- CÉLÉRIER, B. 1988. How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor?, *Tectonics* **7**, 1257–1278.
- CERVENY, V., MOLOTKOV, I.A. & PSENCIK, I. 1977. *Ray Method in Seismology*. Univ. Karlova, Prague, 214 p.
- CERVENY, V. & PRETLOVA, V. 1977a. Application of smoothed splines in the computation of ray amplitudes of seismic body waves, *Publs Inst. Geophys., Pol. Acad. Sci.* **115**, 187–197.
- CERVENY, V. & PRETLOVA, V. 1977b. Computation of ray amplitudes of seismic body waves in vertically inhomogeneous media, *Studia geophys. geod.* **21**, 249–255.
- CHANNELL, J.E.T., D'ARGENIO, B. & HORVATH, F. 1979. Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean palaeogeography, *Earth-sci. Rev.* **15**, 213–292.
- CHAPMAN, C.H. 1971. On the computation of seismic ray traveltimes and amplitudes, *Bull. seism. Soc. Am.* **61**, 1267–1274.
- CHASE, C.G. 1978. Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world, *Earth planet. Sci. Lett.* **37**, 355–368.
- Alp CHASSERIAU, P. 1994. *Discrimination entre sismicité naturelle et tirs de carrière dans la vallée du Rhône*. Maîtr. Géol., Univ. J.-Fourier, Grenoble.
- Alp CHASSERIAU, P. 1995. *Mécanismes au foyer et cartographie fine de la sismicité dans les Alpes occidentales*. DEA MMGE, Univ. J.-Fourier, Grenoble, 64 p.
- Alp CHEVALIER, M. 1994. *Sismicité induite à Marseille et Toulon : corrélation de signaux sismiques générés par des tirs de carrière et des exploitations minières*. Lic. Phys. Appl., Univ. J.-Fourier, Grenoble.



- Alp CHOUDHURY, M.A., GIESE, P. & DE VISINTINI, G. 1971. Crustal structure of the Alps: some general features from explosion seismology, *Boll. Geofis. Teor. Appl.* **13**, 211–240.
- Pyr CHOUKROUNE, P. & ECORS TEAM 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile: reflection data and the overall structure of an orogenic belt, *Tectonics* **8**, 23–39.
- Pyr CHOUKROUNE, P., PINET, B., ROURE, F. & CAZES, M. 1990. Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrenees and Biscay lines, *Bull. Soc. géol. Fr.* **8**, 313–320.
- Alp CLOSS, H. & LABROUSTE, Y. 1963. *Recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. Mém. coll. Année géophys. int.* **12**, CNRS, Paris, 241 p.
- CLOWES, R.M. & KANASEWICH, E.R. 1970. Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the crust, *J. geophys. Res.* **75**, 6693–6705.
- CONSOLE, R., DI GIOVAMBATTISTA, R., FAVALI, P., PRESGRAVE, B.W. & SMRIGLIO, G. 1993. Seismicity of the Adriatic microplate, *Tectonophysics* **218**, 343–354.
- Pyr DAIGNIÈRES, M., GALLART, J. & BANDA, E. 1981. Lateral variation of the crust in the North Pyrenean Zone, *Annls Géophys.* **37**, 435–456.
- Pyr DAIGNIÈRES, M., GALLART, J., BANDA, E. & HIRN, A. 1982. Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenees range, *Earth planet. Sci. Lett.* **57**, 88–110.
- Pyr DAIGNIÈRES, M., CABISOLE, B. de, GALLART, J., HIRN, A., SURINACH, E. & TORNE, M. 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line, *Tectonics* **8**, 1051–1058.
- Alp DAMOTTE, B., NICOLICH, R., CAZES, M. & GUELLEC, S. 1990. Mise en œuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô–Massif central. In : ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (éds), *Deep Structure of the Alps. Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr.* **156**, 65–76.
- Pyr DAVY, P., CHOUKROUNE, P. & SUZANNE, P. 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées, *Bull. Soc. géol. Fr.* **8**, 219–228.
- Alp DAZY, J. & GRILLOT, J.-C. 1981. Le thermominéralisme périalpin : exemple de la région savoyarde (France), *Revue Géogr. phys. Géol. dyn.* **23**, 319–328.
- Alp DEBELMAS, J. 1975. Les Alpes et la théorie des plaques, *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* **17**, 195–208.
- Alp DEBELMAS, J. & KERCKHOVE, C. 1980. Les Alpes franco-italiennes, *Géol. alpine* **56**, 21–58.
- Alp DEICHMANN, N. & RYBACH, L. 1989. Earthquakes and temperatures in the lower crust below the northern Alpine foreland of Switzerland. In : MEREU, R.F., MÜLLER, St. & FOUNTAIN, D.M. (éds), *Properties and Processes of the Earth's Lower Crust, Geophys. Monogr.* **51**, 197–213.
- DELOUIS, B., HAESSLER, H., CISTERNAS, A. & RIVERA, L. 1993. Stress tensor determination in France and neighbouring regions, *Tectonophysics* **10**, 49–68.
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. & STEIN, S. 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.* **101**, 425–478.
- Pyr DÉRAMOND, J., BABY, P., SPECHT, M. & CROUZET, G. 1990. Géométrie des chevauchements dans la zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS, *Bull. Soc. géol. Fr.* **8**, 287–294.
- DERCOURT, J. 1970. L'évolution océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques, *Bull. Soc. géol. Fr.* **12**, 261–317.
- DERCOURT, J., ZONENSCHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORTSHIKOV, I.M., GEYSSANT, J., LEPVRIER, C., PECHERSKY, D.H., BOULIN, J., SIBUET, J.-C., SAVOSTIN, L.A., SOROKHTIN, O., WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.-P. & BIJU-DUVAL, B. 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias, *Tectonophysics* **123**, 241–315.
- DEWEY, J.F., PITMAN, W.C., RYAN, W.B.F. & BONNIN, J. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Geol. Soc. Am. Bull.* **84**, 3137–3180.
- DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCI, E., HUTTON, D.H.W. & KNOTT, S.D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In : COWARD, M.P., DIETRICH D. & PARK, R.G., *Alpine Tectonics. Spec. Publs geol. Soc. Lond.* **45**, 265–283.
- DOREL, J., FRÉCHET, J., GAGNEPAIN-BEYNEIX, J., HAESSLER, H., LACHAIZE, M., MADARIAGA, R., MODIANO, T., PASCAL, G., PERRIER, G., PHILIP, H., ROULAND, D. & WITTLINGER, G. 1983. Focal mechanisms in metropolitan France and the Lesser Antilles, *Annls Geophys.* **B 1**, 299–306.
- Alp DOUDOUX, B., MERCIER DE LÉPINAY, B. & TARDY, M. 1982. Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales) : nappes de charriage oligocènes et déformations superposées, *C. r. Acad. Sci., Paris* **295**, 63–68.
- Our DRUZHININ, V.S., KASHUBIN, S.N., RYBALK, V.M. & SHARMANOVA, L.N., 1981. Osobennosti metodiki i rezul'taty glubinnykh seismicheskikh issledovaniy na Krasnoural'skom profile GSZ. In : ANTONOV, V.V., ERMAKOV, N.P., KARASV, N.A., MEN'SHIKOV, Yu.P., RYBALK, V.M. & SEGAL', Z.Ya. (éds), *Seismorazvedka pri Poiskakh Mestorozhdeniy Tsvetnykh Metallov na Urale. Geol. Fond RSFSR, Moscou*, 103–119.
- Our DRUZHININ, V.S., KASHUBIN, S.N., SIEKOVA, L.V., VAL'CHAK, V.I. & KASHUBINA, T.V. 1982. *Opyt Glubinnykh Seismicheskikh Zondirovaniy na Urale. NTO Gornoe, Sverdlovsk*, 72 p.
- Our DRUZHININ, V.S., AVTONEEV, S.V., KASHUBIN, S.N. & RYBALK, V.M. 1990. Novye dannye o glubinnom stroenii severnoy chasti Yuzhnogo Urala v sechenii Taratashsko go profilya GSZ, *Geologiya Geofiz., Novosibirsk* **1**, 121–126.
- Atl DURAND-DELGA, M. 1978. Alpine chains of the western Mediterranean (Betic Cordilleras and Maghrebides). In : LEMOINE, M. (éd.), *Geological Atlas of Alpine Europe and Adjacent Alpine Areas. Elsevier, Amsterdam*, 163–225.
- Alp ECORS-CROP DEEP SEISMIC SOUNDING GROUP 1989a. A new picture of the Moho under the western Alps, *Nature, Lond.* **337**, 249–251.
- Alp ECORS-CROP DEEP SEISMIC SOUNDING GROUP 1989b. Mapping the Moho of the western Alps by wide-angle reflection seismics, *Tectonophysics* **162**, 193–202.
- Pyr ECORS PYRENEES TEAM 1988. The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature, Lond.* **331**, 508–511.
- Atl EGGER, A. 1992. *Lithospheric Structure along a Transect from the Northern Apennines to Tunisia. Diss., ETH Zürich*, 150 p.
- EGGER, A., DEMARTIN, M., ANSORGE, J., BANDA, E. & MAISTRELLO, M. 1988. The gross structure of the crust under Corsica and Sardinia. In : FREEMAN, R., BERTHELSSEN, A. & MÜLLER, St. (éds), *The European Geotraverse, Part 4. Tectonophysics* **150**, 363–389.
- Our EGORKIN, A. 1995. *DSS Cross-Section of the Urals Teleseismic Profile. GEON, Moscou*.
- Atl ELLOUZ, N. 1984. *Étude de la subsidence de la Tunisie atlasique orientale et de la mer Pélagienne. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris*, 139 p.
- ELLSWORTH, W.L. 1977. *Three-Dimensional Structure of the Crust and Mantle Beneath the Island of Hawaii. Ph. D. thesis, Mass. Inst. Technol., Cambridge*, 237 p.
- Alp ETH WORKING GROUP ON DEEP SEISMIC PROFILING 1991. Integrated analysis of seismic normal incidence and wide-angle reflection measurements across the eastern Swiss Alps. In : MEISSNER, R., BROWN, L., DÜRBAUM, H.-J., FRANKE, W., FUCHS, K. & SEIFERT, F. (éds), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. Geodyn. Ser.* **22**, 195–205.
- EVANS, J.R. 1986. *Teleseismic Traveltime Residual Analysis System: A User's Manual. U.S. geol. Surv.*, 53 p.
- EVANS, J.R. & ACHAUER, U. 1992. Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scale studies. In : IYER, H.M. & HIRAHARA, K. (éds), *Seismic Tomography: Theory and Practice. Chapman & Hall, Londres*.
- FAVALI, P., FUNICIELLO, R., MATTIETTI, G., MELE, G. & SALVINI, F. 1993. An active margin across the Adriatic Sea (central Mediterranean Sea), *Tectonophysics* **219**, 109–117.
- Alp FINCKH, P., FREI, W., FREEMAN, R., HEITZMANN, P., LEHNER, P., MÜLLER, St., PFIFFNER, A. & VALASEK, P. 1987. Nationales Forschungsprogramm 20 » Geologische Tiefenstruktur der Schweiz », *Bull. Verein. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing.* **54**, 59–74.
- FOWLER, J.C. & WATERS, K.H. 1975. Deep crustal reflections recording using 'VIBROSEIS'



- methods, A feasibility study, *Geophysics* **40**, 399.
- Alp FRÉCHET, J. 1978. *Sismicité du sud-est de la France, et une nouvelle méthode de zonage sismique*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. sci. méd. Grenoble, 159 p.
- FRÉCHET, J. 1984. *Sismogenèse et doublets sismiques*. Thèse d'État, Univ. sci. méd. Grenoble, 206 p.
- Alp FRÉCHET, J. & PAVONI, N. 1979. Étude de la sismicité de la zone briançonnaise entre Pelvoux et Argentera (Alpes occidentales) à l'aide d'un réseau de stations portables, *Eclog. geol. Helv.* **72**, 763–779.
- FRÉCHET, J. & THOUVENOT, F. 1993. *SISMOLOG version 2.0 : logiciel de visualisation, de dépouillement et de cartographie sismique*. Logedic, Vesoul, 82 p.
- FRÉCHET, J. & THOUVENOT, F. 1994. *SISMOLOG version 3.0 : logiciel de visualisation, de dépouillement et de cartographie sismique*. Logedic, Vesoul, 148 p.
- Alp FRÉCHET, J. & THOUVENOT, F. 1995. Seismicity of the western Alps, XVIII<sup>e</sup> Sémin. europ. Génie parasism., Lyon, 19–32.
- FRÉCHET, J. & THOUVENOT, F. 1996. *SISMOLOG version 4.0 : logiciel de visualisation, de dépouillement et de cartographie sismique*. Logedic, Poitiers, 173 p.
- Alp FRÉCHET, J., THOUVENOT, F., JENATTON, L., HOANG-TRONG, P. & FROGNEUX, M. 1996. Le séisme du Grand-Bornand (Haute-Savoie) du 14 décembre 1994 : un coulissage dextre dans le socle subalpin, *C. r. Acad. Sci., Paris*, sous presse.
- Alp FRISCH, W. 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps, *Tectonophysics* **60**, 121–139.
- Alp FROIDEVAUX, P. & GUILLAUME, A. 1979. Contribution à l'analyse structurale des Alpes liguro-piémontaises par l'étude du champ magnétique terrestre, *Tectonophysics* **54**, 139–157.
- Alp FUCHS, K., MÜLLER, St., PETERSCHMITT, E., ROTHÉ, J.-P., STEIN, A. & STROBACH, K. 1963. Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionsseismischen Messungen, *Beitr. Geophys.* **72**, 149–169.
- Pyr GALLART, J., DAIGNIÈRES, M., BANDA, E., SURINACH, E. & HIRN, A. 1980. The eastern Pyrenean domain: lateral variations at crust-mantle level, *Annls Géophys.* **36**, 141–158.
- Pyr GALLART, J., BANDA, E. & DAIGNIÈRES, M. 1981. Crustal structure of the Palaeozoic axial zone of the Pyrenees and transition to the North Pyrenean zone, *Annls Géophys.* **37**, 457–480.
- GALSON, D.A. & MÜLLER, St. 1986. An introduction to the European Geotraverse Project: first results and present plans. In : GALSON, D.A. & MÜLLER St. (éds), *The European Geotraverse, Part 1. Tectonophysics* **126**, 1–30.
- Alp GIDON, M. 1974. L'arc alpin a-t-il une origine tourbillonnaire ?, *C. r. Acad. Sci., Paris* **278**, 21–24.
- Alp GIDON, M., 1985. Aperçu sur la construction et la disposition des ensembles rocheux du massif de la Chartreuse et de ses chaînons satellites occidentaux. In : LISMOND, B. & DROUIN, P. (éds), *Chartreuse souterraine*. Sect. Spéléolog. Isère, Grenoble.
- Alp GIESE, P. 1968. Die Struktur der Erdkruste im Bereich der Ivrea-Zone, *Schweiz. min. petr. Mitt.* **48**, 261–284.
- GIESE, P., PRODEHL, Cl. & STEIN, A. (éds) 1976. *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer, Heidelberg.
- Alp GIESE, P. & PRODEHL, Cl. 1976. Main features of crustal structure in the Alps. In : GIESE, P., PRODEHL, Cl. & STEIN, A. (éds), *Explosion Seismology in Central Europe*. Springer, Heidelberg, 347–375.
- GOHAU, G. 1987. *Histoire de la géologie*. La Découverte, Paris, 259 p.
- GRANET, M. 1987. *Tomographie de la croûte et du manteau supérieur déduite des signaux téléseismiques courte période et algorithmes de traitement des données RéNaSS*, Thèse d'État, Univ. L.-Pasteur, Strasbourg.
- GRANET, M. & CARA, M. 1988. 3-D velocity structure beneath France in different frequency bands, *Phys. Earth planet. Interiors* **51**, 133–152.
- GRELLET, B., COMBES, Ph., GRANIER, Th. & PHILIP, H. 1993. *Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique*. Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr. **164**, 75 p.
- Alp GUELLEC, S., MUGNIER, J.-L., TARDY, M. & ROURE, F. 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. In : ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (éds), *Deep Structure of the Alps*. Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr. **156**, 165–184.
- GUIRAND, F. 1936. *Mythologie générale*. Larousse, Paris, 448 p.
- Alp GUYOTON, F., 1991. *Sismicité et structure lithosphérique des Alpes occidentales*. Thèse, Univ. J.-Fourier, Grenoble, 290 p.
- Alp GUYOTON, F., FRÉCHET, J. & THOUVENOT, F. 1990. La crise sismique de janvier 1989 en Haute-Ubaye (Alpes-de-Haute-Provence, France) : étude fine de la sismicité par le nouveau réseau SISMALP, *C. r. Acad. Sci., Paris* **311**, 985–991.
- HAGEDOORN, J.G. 1954. A process of seismic reflection interpretation, *Geophys. Prosp.* **2**, 85–127.
- Atl HALLER, P. 1983. *Structure profonde du Sahel tunisien ; interprétation géodynamique*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Franche-Comté, Besançon.
- Our HAMILTON, W. 1970. The Uralides and the motion of Russian and Siberian platforms, *Bull. geol. Soc. Am.* **81**, 2553–2576.
- HATTON, L., WORTHINGTON, M.H. & MAKIN, J. 1986. *Seismic Data Processing. Theory and Practice*. Blackwell, Oxford, 177 p.
- Alp HEIM, A. 1919. *Geologie der Schweiz. I. Molasseland und Juragebirge*. Tauchnitz, Leipzig, 704 p.
- Alp HEITZMANN, P. 1991. The national research programme NFP-20 on the deep structures of Switzerland. In : HEITZMANN, P. (éd.), *Tectonics and deep structure of the western and southern Swiss Alps – An excursion guide*. NFP/PNR-20 Bull. **9**, 1–4.
- Alp HEITZMANN, P., FREI, W., LEHNER, P. & VALASEK, P. 1991. Crustal indentation in the Alps – an overview of reflection seismic profiling in Switzerland. In : MEISSNER, R., BROWN, L., DÜRBAUM, H.-J., FRANKE, W., FUCHS, K. & SEIFERT, F. (éds), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*. *Geodyn. Ser.* **22**, 161–176.
- HERRIN, E. 1968. 1968 seismological tables for P phases, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **58**, 1193–1241.
- Atl H'FAIEDH, M., DOREL, J. & DUBOIS, J. 1985. Crustal anomalies under the Tunisian seismograph array using teleseismic P-waves, *Tectonophysics* **118**, 131–141.
- HINDERER, J. 1979. *Étude du facteur de qualité Q de la région Arette-Larrau (Pyrénées-Atlantiques) à partir de la coda des séismes locaux*. Dipl. Ing.-Géophys., Univ. L.-Pasteur, Strasbourg, 70 p.
- HIRN, A., STEINMETZ, L., KIND, R. & FUCHS, K. 1973. Long-range profiles in Western Europe: II. Fine structure of the lower lithosphere in France (Southern Bretagne), *Z. Geophys.* **39**, 363–384.
- Pyr HIRN, A., DAIGNIÈRES, M., GALLART, J. & VADELL, M. 1980. Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho, *Geophys. Res. Lett.* **7**, 263–266.
- HIRN, A., LÉPINE, J.-C., JOBERT, G., SAPIN, M., WITTLINGER, G., XU ZHONG XIN, GAO EN YUAN, WANG XIANG JING, TENG JI WEN, XIONG SHAO BAI, PANDEY, M.R. & TATER, J.M. 1984a. Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet, *Nature, Lond.* **307**, 23–25.
- Pyr HIRN, A., POUPINET, G., WITTLINGER, G., GALLART, J. & THOUVENOT, F. 1984b. Teleseismic prospecting of lithospheric contrasts beneath the Pyrenees and Alps, *Nature, Lond.* **308**, 531–532.
- HIRN, A., JOBERT, G., WITTLINGER, G., XU ZHONG XIN & GAO EN YUAN 1984c. Main features of the upper lithosphere in the unit between the High Himalayas and the Yarlung Zangbo Jiang suture, *Annls Geophys.*, **B 2**, 113–117.
- HIRN, A., DAMOTTE, B., TOREILLES, G. & ÉQUIPE SCIENTIFIQUE ECORS 1987. Crustal reflection



- seismics: the contribution of oblique, low-frequency, and shear-wave illuminations, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **89**, 287–296.
- HOANG-TRONG, P. 1969. *Analyse des résidus des temps de propagation des ondes longitudinales. Contribution à l'étude du manteau supérieur*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Strasbourg.
- Alp HOANG-TRONG, P., HAESSLER, H., HOLL, J.-M. & LEGROS, Y. 1987. L'essai sismique (oct. 83 – janv. 84) de la moyenne vallée de la Roya (Alpes-Maritimes): activité récente d'un ancien système de failles conjuguées?, *C. r. Acad. Sci., Paris* **304**, 419–424.
- HOLBROOK, W.S., GAJEWSKI, D. & PRODEHL, C. 1987. Shear-wave velocity and Poisson's ratio structure of the upper lithosphere in southwest Germany, *Geophys. Res. Lett.* **14**, 231–234.
- HOVLAND, J., GUBBINS, D. & HUSEBYE, E.S. 1981. Upper-mantle heterogeneities beneath central Europe, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **66**, 261–284.
- HSÜ, K. 1982. Editor's introduction. Alpine-Mediterranean geodynamics: past, present and future. In: BERCKHEMER, H. & HSÜ (éds), *Alpine-Mediterranean Geodynamics. Geodyn. Ser.* **7**, 7–14.
- Alp HSÜ, K. 1989. Time and place in Alpine orogenesis – The Fermor Lecture. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G., *Alpine Tectonics. Spec. Publ. geol. Soc. Lond.* **45**, 421–443.
- HURTIG, E., CERMAK, V., HAENEL, R. & ZUI, V.I. (éds) 1992. *Geothermal Atlas of Europe*. Haack, Gotha, 156 p.
- IFP & INAG (éds) 1982. *Programme ECORS. Proposition de programme*. IFP, Rueil-Malmaison, 98 p.
- Alp IFP, INSU, SNEA(P), SFP(BP) & CNR (éds) 1985. *Rapport d'implantation du profil « Structure profonde des Alpes »*. Campagne 86–87. IFP, Rueil-Malmaison, 73 p.
- ILIHA DSS GROUP 1993. A deep-seismic-sounding investigation of lithospheric heterogeneity and anisotropy beneath the Iberian Peninsula, *Tectonophysics* **221**, 35–51.
- Our IVANOV, S.N., PERFILIEV, A.S., EFIMOV, A.A., SMIRNOV, G.A., NECHEUKHIN, V.M. & FERSHTATER, G.B. 1975. Fundamental features in the structure and evolution of the Urals, *Am. J. Sci.* **275**, 107–130.
- Our IVANOV, S.N. & RUSIN, A.I. 1986. Model for the evolution of the linear fold belt in the continents: example of the Urals, *Tectonophysics* **127**, 384–397.
- JOHNSTON, D.H., TOKSÓZ, M.N. & TIMUR, A. 1979. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms, *Geophysics* **44**, 691–711.
- JOLIVET, L. 1995. *La déformation des continents. Exemples régionaux*. Hermann, Paris, 413 p.
- Our JUHLIN, C., KASHUBIN, S.N., KNAPP, J.H., MAKOVSKIY, V.V. & RYBERG, T. 1995. Project conducts seismic reflection profiling in the Ural mountains, *EOS Trans. Am. geophys. Un.* **76**, 193–197.
- Alp KAMINSKI, W. & MENZEL, H. 1968. Zur Deutung der Schwereanomalie des Ivrea-Körpers, *Schweiz. min. petr. Mitt.* **48**, 255–260.
- KARNER, G.D. & WATTS, A.B. 1983. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges, *J. geophys. Res.* **88**, 10449–10477.
- Our KASHUBIN, S.N., RYBALKA, V.M. & SOKOLOV, V.B. 1995. Location map and table of acquisition parameters of existing seismic lines. In: Europrobe Urals Research Group, *Europrobe Urals Seismics Proposal*. Univ. Uppsala.
- Alp KERCKHOVE, C. & MONTJUVENT, G. 1979. *Carte géologique de Gap au 1/250 000*. BRGM, Orléans.
- Alp KISSLING, E. 1980. *Krustenaufbau und Isostasie in der Schweiz*. Diss., ETH Zürich, 166 p.
- Alp KLINGELÉ, É., LAHMEYER, B. & FREEMAN, R. 1992. Bouguer gravity anomalies. In: BLUNDELL, D., FREEMAN, R. & MÜLLER, St. (éds), *Atlas of Compiled Data – A Continent Revealed – The European Geotraverse*. University Press, Cambridge, 27–30.
- Our KNAPP, J.H. et al. 1996. First results from URSEIS project across the southern Urals, soumis à *Science*.
- KNOPOFF, L. 1964. *Q*, *Rev. Geophys. Space Phys.* **2**, 625–660.
- Alp KNOPOFF, L., MÜLLER, St. & PILLANT, W.L. 1966. Structure of the crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves, *Bull. seism. Soc. Am.* **56**, 1009–1044.
- Our KRUSE, S. & MCNUTT, M. 1988. Compensation of Palaeozoic orogens: a comparison of the Urals to the Appalachians, *Tectonophysics* **154**, 1–17.
- Alp LABROUSTE, Y., BALTENBERGER, P., PERRIER, G. & RECQ, M. 1963a. Courbes d'égale profondeur de la surface de Mohorovicic dans le Sud-Est de la France, *C. r. Acad. Sci., Paris* **266**, 1530–1533.
- Alp LABROUSTE, Y., CHOUDHURY, M.A. & PERRIER, G. 1963b. Essai d'interprétation n°2. In: CLOSS, H. & LABROUSTE, Y. (éds), *Recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. Mém. coll. Année Géophys. Int.* **12**, CNRS, Paris, 241 p.
- Alp LANZA, R. 1975. Profili magnetici e di gravità nelle Alpi occidentali, *Riv. ital. Geofis.* **11**, 175–183.
- Alp LANZA, R. 1982. Models for interpretation of the magnetic anomaly of the Ivrea body, *Géol. alpine* **58**, 85–94.
- Alp LAUBSCHER, H.P. 1970. Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese, *Schweiz. miner. petrogr. Mitt.* **50**, 565–596.
- Alp LAUBSCHER, H.P. 1971. The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications, *Am. J. Sci.* **271**, 193–226.
- Alp LAUBSCHER, H.P. 1988. Material balance in Alpine orogeny, *Geol. Soc. Am. Bull.* **100**, 1313–1328.
- LE CANN, C., 1987. *Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal: relations avec la sédimentation et la tectonique, conséquences géodynamiques*. Thèse, Univ. Bret. occ., Brest.
- LEE, W.H.K. & LAHR, J.E. 1975. *HYP071: a Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First-Motion Pattern of Local Earthquakes*. Open File Rep. **75-331**, U.S. geol. Surv., 110 p.
- LEE, W.H.K. (éd.) 1989. *IASPEI Software Library Volume 1. Toolbox for Seismic Data Acquisition, Processing, and Analysis*. Int. Ass. Seism. Phys. Earth's Interior & Seism. Soc. Am.
- Alp LEMOINE, M., DARDEAU, G., DELPECH, P.-Y., DUMONT, T., GRACIANSKY, C. de, GRAHAM, R., JOLIVET, L., ROBERTS, D. & TRICART, P. 1969. Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales, *C. r. Acad. Sci.* **309**, 1711–1716.
- Alp LEMOINE, M. & TRÜMPY, R. 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps, *Tectonophysics* **133**, 305–320.
- LEWRY, J.F., HAJNAL, Z., GREEN, A., LUCAS, S.B., WHITE, D., STAUFFER, M.R., ASHTON, K.E., WEBER, W. & CLOWES, R. 1994. Structure of a Paleoproterozoic continent-continent collision zone: a LITHOPROBE seismic reflection profile across the Trans-Hudson Orogen, Canada. In: CLOWES, R.M. & GREEN, A.G. (éds), *Seismic Reflection Probing of the Continents and their Margins*. *Tectonophysics* **232**, 143–160.
- Alp LEYNAUD, D. 1991. *Sismicité dans les Alpes occidentales (1989–1991) et étude de phases régionales PMP et Sg*. DEA MMGE, Univ. J.-Fourier, Grenoble.
- LLIBOUTRY, L. 1982. *Tectonophysique et géodynamique. Une synthèse géologie structurale – géophysique interne*. Masson, Paris, 339 p.
- Alp LOMBARDO, B. & POGNANTE, U. 1983. Tectonic implications in the evolution of the western Alps ophiolites meta-gabbros, *Ofioliti xxx*, xxx–xxx.
- LONG, R.E., MATTHEWS, P.A. & GRAHAM, D.P. 1994. The nature of crustal boundaries: combined interpretation of wide-angle and normal-incidence seismic data. In: CLOWES, R.M. & GREEN, A.G. (éds), *Seismic Reflection Probing of the Continents and their Margins*. *Tectonophysics* **232**, 309–318.
- MCBRIDE, J.H. & NELSON, K.D. 1991. Deep seismic reflection constraints on Palaeozoic crustal structure and definition of the Moho in the buried Southern Appalachian orogen. In: MEISSNER, R., BROWN, L., DÜRBAUM, H.-J., FRANCKE, W., FUCHS, K. & SEIFERT, F. (éds), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*. *Geodyn. Ser.* **22**, 9–20.



- MCKENZIE, D.P. 1969. The relation between fault-plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses, *Bull. seism. Soc. Am.* **59**, 591–601.
- MCKENZIE, D.P. 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature, Lond.* **226**, 239–243.
- MCQUILLIN, R., BACON, M. & BARCLAY, W. 1979. *An Introduction to Seismic Interpretation*. Graham & Trotman, Londres, 199 p.
- Atl MAISTRELLO, M., SCARASCIA, S., CORSI, A., EGGER, A. & THOUVENOT, F. 1990. *EGT 1985 Southern Segment: Compilation of Data from the Seismic Refraction Experiments in Tunisia and Pelagian Sea*. Open File Rep. (2 vol.), CNR, Milano.
- Atl MAKRI, J., NICOLICH, R. & BARTON, P. 1987. Crustal structure of the Sardinian Channel and the Pelagian Sea. (Résumé.) IV<sup>e</sup> Réun. Europ. Un. Geosci., Strasbourg
- MANTOVANI, M. 1983. *Alcune considerazioni sismo-tettoniche sul bacino Ligure*. Thèse, Univ. Gênes.
- MANTOVANI, E., BABBUCCI, D., ALBARELLO, D. & MUCCIARELLI, M. 1990. Deformation pattern in the central Mediterranean and behavior of the African/Adriatic promontory, *Tectonophysics* **179**, 63–79.
- MANTOVANI, E., ALBARELLO, D., TAMBURELLI, C. & VITI, M. 1995. Tectonic interpretation of large scale geodetic measurements (VLBI, SLR) in the Central Mediterranean region: constraints and uncertainties, *Annali Geofis.* **38**, 67–84.
- Alp MARCHANT, R. 1993. *The Underground of the Western Alps*. Thèse, Univ. Lausanne, 137 p.
- MARI, J.-L. 1977. *Sismique hyperprofonde*. Dipl. Ing.-Géophys., Univ. L.-Pasteur, Strasbourg, 146 p.
- MARILLIER, F. & MÜLLER, St. 1985. The western Mediterranean region as an upper-mantle transition zone between two lithospheric plates, *Tectonophysics* **118**, 113–130.
- Alp MARTINOD, J., JOUANNE, F., TAVERNA, J., MÉNARD, G., GAMOND, J.-F., DARMENTRAIL, X., NOTTER, J.-C. & BASILE, C. 1996. Present-day deformation of the Dauphiné (SE France) Alpine and Subalpine massifs, *Geoph. J. Int.*, sous presse.
- MARTON, E. 1987. Paleomagnetism and tectonics of the Mediterranean region, *J. Geodyn.* **7**, 33–57.
- MASSINON, B. 1979. Vue d'ensemble de la sismicité instrumentale en France de 1962 à 1976. In : VOGT, J. (éd.), *Les tremblements de terre en France. Mém. Bur. Rech. géol. min.* **96**, 193–204.
- MATTAUER, M. 1983. Subduction de lithosphère continentale, décollement croûte-manteau et chevauchements d'échelle crustale dans la chaîne de collision himalayenne, *C. r. Acad. Sci., Paris* **296**, 481–486.
- MATTAUER, M. 1986. Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. In : COWARD, M.P. & RIES, A.C. (éds), *Collision Tectonics. Spec. Publs geol. Soc. Lond.* **19**, 37–50.
- Pyr MATTAUER, M. 1990. Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées, *Bull. Soc. géol. Fr.* **8**, 307–311.
- MATTE, Ph., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe, *Tectonophysics* **126**, 329–374.
- Our MATTE, Ph. 1995. Southern Uralides and Variscides: comparison of their anatomy and evolution, *Geologie Mijnb.* **74**, 151–166.
- MATTE, Ph. & HIRN, A. 1988. Seismic signature and tectonic cross-section of the Variscan crust in western France, *Tectonics* **7**, 141–155.
- MATTHEWS, D.H. & CHEADLE, M.J. 1986. Deep reflections from the Caledonides and Variscides west of Britain and comparison with the Himalayas. In : BARAZANGI, M. & BROWN, L. (éds), *Reflection Seismology: a Global Perspective. Geodyn. Ser.* **13**, 5–19.
- MEISSNER, R. & WEVER, T. 1986. Nature and development of the crust according to deep reflection data from the German Variscides. In : BARAZANGI, M. & BROWN, L. (éds), *Reflection Seismology: a Global Perspective. Geodyn. Ser.* **13**, 31–42.
- MEISSNER, R., WEVER, T. & FLÜH, E.R. 1987. The Moho in Europe – Implications for crustal development, *Annls Geophys.*, **B 5**, 357–364.
- Alp MÉNARD, G. 1979. *Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France ; essai d'utilisation de données géophysiques*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. sci. méd. Grenoble, 178 p.
- Alp MÉNARD, G. 1980. Profondeur du socle anté-triasique dans le Sud-Est de la France, *C. r. Acad. Sci., Paris* **290**, 299–302.
- Alp MÉNARD, G. 1988. *Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes occidentales et centrales*. Thèse d'État, Univ. J.-Fourier, Grenoble, 268 p.
- Alp MÉNARD, G. & THOUVENOT, F. 1984. Écaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea, *Bull. Soc. géol. France* **26**, 875–884.
- MICHEL, B. 1978. *La croûte entre vallée du Rhin et vallée du Rhône ; interprétation de profils sismiques et résultats structuraux*. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris.
- Atl MIDASSI, M.S. 1982. *Regional Gravity of Tunisia*. Master thesis, Univ. South Carolina, 125 p.
- MILKEREIT, B. 1987. Migration of noisy crustal seismic data, *J. geophys. Res.* **92**, 7916–7930.
- Alp MILLER, H., GEBRANDE, H. & SCHMEDES, E. 1977. Ein verbessertes Strukturmodell für die Ostalpen, abgeleitet aus refraktions-seismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen-Längsprofil, *Geol. Rdsch.* **66**, 289–308.
- Alp MILLER, H., MÜLLER, St. & PERRIER, G. 1982. Structure and dynamics of the Alps – A geophysical inventory. In : BERCKHEMER, H. & HSÜ, K. (éds), *Alpine-Mediterranean Geodynamics. Geodyn. Ser.* **7**, 175–203.
- MINSTER, J.-B. & JORDAN, T.H. 1978. Present-day plate motions, *J. geophys. Res.* **83**, 5331–5354.
- MITCHELL, B.J. 1980. Frequency dependence of shear-wave internal friction in the continental crust of eastern North America, *J. geophys. Res.* **85**, 5212–5218.
- MOHOROVICIC, A. 1909. xxx, *Jb. Met. Obs. Agram*, **9**, 1–63.
- MOONEY, W.D. & MEISSNER, R. 1992. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. In : FOUNTAIN, D.M., ARCULUS, R. & KAY, R.W. (éds), *Continental Lower Crust. Dev. Geotectonics* **23**, 45–79.
- MORELLI, C. & NICOLICH, R. 1990. A cross-section of the lithosphere along the European Geotraverse Southern Segment (from the Alps to Tunisia). In : FREEMAN, R. & MÜLLER, St. (éds), *The European Geotraverse, Part 6. Tectonophysics* **176**, 229–243.
- Alp MUGNIER, J.-L. & MÉNARD, G. 1986. Le développement du Bassin molassique suisse et l'évolution des Alpes externes : un modèle cinématique, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* **10**, 167–180.
- MUGNIER, J.-L. & VIALON, P. 1986. Deformation and displacement of the Jura cover on its basement, *J. struct. Geol.* **8**, 373–387.
- Alp MUGNIER, J.-L., ARPIN, R. & THOUVENOT, F. 1987. Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse, *Geodinamica Acta* **1**, 123–135.
- Alp MUGNIER, J.-L., POLINO, R. & THOUVENOT, F. 1990. Une échographie des Alpes, *La Recherche* **21**, 362–365.
- Alp MUGNIER, J.-L. & MARTHELOT, J.-M. 1991. Crustal reflections beneath the Alps and the Alpine foreland: geodynamic implications. In : MEISSNER, R., BROWN, L., DÜRBAUM, H.-J., FRANKE, W., FUCHS, K. & SEIFERT, F. (éds), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. Geodyn. Ser.* **22**, 177–183.
- MÜLLER, St. & ANSORGE, J. 1988. Deep seismic sounding of the mantle lithosphere in Europe. In : NOLET, G. & DOST, G. (éds), *The Fourth EGT Workshop: the Upper Mantle*, Fond. Europ. Sci., Strasbourg, 63–75.
- Alp NICOLAS, A., HIRN, A., NICOLICH, R., POLINO, R. & ECORS-CROP WORKING GROUP 1990a. Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse, *Geology* **18**, 587–590.
- Alp NICOLAS, A., POLINO, R., HIRN, A., NICOLICH, R. & ECORS-CROP WORKING GROUP 1990b.



- ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: a synthesis. In : ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (éds), *Deep Structure of the Alps. Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr.* **156**, 15–27.
- NICOLAS, M., SANTOIRE, J.-P. & DELPECH, P.-Y. 1990c. Intraplate seismicity: new seismotectonic data in western Europe, *Tectonophysics* **179**, 27–53.
- NICOLLIN, F. 1989. *Traitement de profils sismiques ECORS par projection sur le premier vecteur propre de la matrice spectrale*. Thèse, Inst. nat. polytech. Grenoble, 141 p.
- Alp NIGGLI, E. 1946. Über den Zusammenhang zwischen der positiven Schwereanomalie am Südfuss der Westalpen und der Gesteinszone von Ivrea, *Ecl. geol. Helv.* **39**, 211–220.
- OLIVER, J., DOBRIN, N., KAUFMAN, S., MEYER, R. & PHINNEY, R. 1976. Continuous seismic reflection profiling of the deep basement, Hardeman County, Texas, *Geol. Soc. Am. Bull.* **87**, 1537.
- Alp OTTINGER, T. 1976. *Der Aufbau der Erdkruste unter dem schweizerischen Teil des refraktionsseismischen Alpen-Längsprofil von 1975*. Dipl., ETH Zürich, 170 p.
- Alp PANZA, G.F. & MÜLLER, St. 1979. The plate boundary between Eurasia and Africa in the Alpine area, *Mem. Sci. geol., Padova* **33**, 43–50.
- PARISOT, J.-P. & SUAGHER, F. 1996. *Calendriers et chronologie*. Masson, Paris, 211 p.
- PAUTOT, G., LE CANN, C., COUTELLE, A. & MART, Y. 1984. Morphology and extension of the evaporite structures of the Liguro-Provençal basin: new sea-beam data, *Mar. Geol.* **55**, 387–409.
- Alp PERRIER, G. 1973. *Structure profonde des Alpes occidentales et du Massif central français*. Thèse d'État, Univ. Paris.
- PERRIER, G. & RUEGG, J.-C. 1973. Structure profonde du Massif central français, *Annls Géophys.* **29**, 435–502.
- Alp PERRIER, G. & VIALON, P. 1980. Les connaissances géophysiques sur le Sud-Est de la France ; implications géodynamiques, *Géol. alpine* **56**, 13–20.
- PHILIP, H. 1987. Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision, *Annls Geophys.*, **B 5**, 301–320.
- Alp POUPINET, G. 1976. Sur l'existence d'un manteau à très faible vitesse sous les Alpes occidentales et ses implications tectoniques, *Bull. Soc. géol. Fr.* **18**, 1073–1083.
- Alp POUPINET, G., THOUVENOT, F., HIRN, A., WITTLINGER, G. & TOMASSINO, A. 1983. A teleseismic profile on a transverse section of the western Alps between Grenoble and Susa. (Résumé.) XVIII<sup>e</sup> Congr. Un. géod. géophys. int., Hambourg.
- POUPINET, G., ELLSWORTH, W.L. & FRÉCHET, J. 1984. Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: an application to the Calaveras fault, California, *J. geophys. Res.* **89**, 5719–5731.
- POUPINET, G., FRÉCHET, J. & THOUVENOT, F. 1989. Portable short-period vertical seismic stations transmitting via telephone or satellite. In : CASSINIS, R., NOLET, G. & PANZA, G.F. (éds), *Digital Seismology and Fine Modeling of the Lithosphere*. Plenum Publ. Corp., Londres, 9–26.
- Our POUPINET, G., THOUVENOT, F., ZOLOTOV, E.E., MATTE, Ph., EGORKIN, A.V., RACKITOV, V.A. 1996. Teleseismic tomography across the middle Urals: lithospheric trace of a Paleozoic continental collision, *Tectonophysics*, sous presse.
- PRESS, F. 1964. Seismic-wave attenuation in the crust, *J. geophys. Res.* **69**, 4417–4418.
- Alp QUÉZEL-AMBRUNAZ, L. 1993. *Sismicité de la région de Marseille: discrimination entre sismicité naturelle, tirs de carrière et coups de toit*. Lic. Phys. Appl., Univ. J.-Fourier, Grenoble.
- RAUTIAN, T.G. & KHALTURIN, V.I. 1978. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum, *Bull. seism. Soc. Am.* **68**, 923–948.
- RAYNAUD, B. 1988. A 2-D, ray-based, depth-migration method for deep seismic reflections, *Geophys. J. Int.* **93**, 163–171.
- REASENBERG, P.A. & OPPENHEIMER, D. 1985. *FPPIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault-Plane Solutions. Open File Rep. 85-739*, U.S. geol. Surv., 109 p.
- RECQ, M., RÉHAULT, J.-P., BELLAICHE, G., GENESSEAU, M. & ESTEVE, J.-P. 1976. Unités structurales de la marge continentale sous-marine de Cannes à Menton d'après la sismique réfraction, *Earth planet. Sci. Lett.* **28**, 323–330.
- RÉHAULT, J.-P. 1981. *Évolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale)*. Thèse d'État, Univ. Paris VI.
- Alp RÉHAULT, J.-P. & BETHOUX, N. 1984. Earthquake relocations in the Ligurian Sea (western Mediterranean): geological interpretation, *Mar. Geol.* **55**, 429–445.
- REINSCH, C. 1967. Smoothing by spline functions, *Num. Math.* **10**, 177–183.
- Atl RESEARCH GROUP FOR LITHOSPHERIC STRUCTURE IN TUNISIA 1987. EGT'85 experiment in Tunisia: first results. (Résumé.) IV<sup>e</sup> Ass. Europ. Un. Geosci., Strasbourg.
- Atl RESEARCH GROUP FOR LITHOSPHERIC STRUCTURE IN TUNISIA 1992. The EGT'85 seismic experiment in Tunisia: a reconnaissance of the deep structures. In : FREEMAN, R. & MÜLLER, St. (éds), *The European Geotraverse, Part 8. Tectonophysics* **207**, 245–267.
- REVILLA, J. 1996. *Développement et calibration d'une station sismologique trois composantes*. Thèse, Univ. J.-Fourier, Grenoble, 237 p.
- Alp REY, D., QUARTA, T., MOUGE, P., MILETTO, M., LANZA, R., GALDEANO, A., CARROZZO, M.T., BAYER, R. & ARMANDO, E. 1990. Gravity and aeromagnetic maps of the western Alps: contribution to the knowledge of the deep structures along the ECORS-CROP seismic profile. In : ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (éds), *Deep Structure of the Alps. Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr.* **156**, 107–121.
- RINGWOOD, A.E. 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, New York, 618 p.
- Alp RITZ, J.-F. 1991. *Champ de contrainte dans les Alpes du Sud depuis 25 millions d'années. Implications géodynamiques et seismotectoniques*. Thèse, Univ. Sci. Techn. Languedoc, Montpellier.
- Alp RITZ, J.-F., HOANG-TRONG, P., REBAÏ, S., PHILIP, H. & HERQUEL, G. 1990. Le séisme du 26 décembre 1989 en Méditerranée, au large de la côte d'Azur: tectonique active en compression, perturbation de contraintes et inversion tectonique au niveau d'une marge continentale, *C. r. Acad. Sci., Paris* **310**, 1505–1512.
- ROECKER, S.W. 1981. *Seismicity and Tectonics of the Pamir-Hindu Kush Region of Central Asia*. Ph. D. thesis, Mass. Inst. Technol., Cambridge.
- ROECKER, S.W., TUCKER, B., KING, J. & HATZFELD, D. 1982. Estimates of *Q* in Central Asia as a function of frequency and depth using the coda of locally recorded earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.* **72**, 129–150.
- ROMANOWICZ, B.A. 1980. A study of large-scale lateral variations of *P* velocity in the upper mantle beneath western Europe, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **63**, 217–232.
- Alp ROTHÉ, J.-P. 1941. Les séismes des Alpes françaises en 1938 et la sismicité des Alpes occidentales, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg* **3**, 1–105.
- Alp ROTHÉ, J.-P. 1946. La sismicité des Alpes occidentales (compléments), *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg* **4**, 89–105.
- ROTHÉ, J.-P. 1972. La sismicité de la France de 1961 à 1970, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg* **9**, 3–134.
- ROTHÉ, J.-P. & DECHEVOY, N. 1954. La sismicité de la France de 1940 à 1950, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg* **7**, 1–39.
- ROTHÉ, J.-P. & DECHEVOY, N. 1967. La sismicité de la France de 1951 à 1960, *Ann. Inst. Phys. Globe Strasbourg* **8**, 19–84.
- Pyr ROURE, F., CHOUKROUNE, P., BERAESTGUI, X., MUNOZ, J.A., VILLIEN, A., MATHERON, P., BAREYT, M., SEGURET, M., CAMARA, P. & DÉRAMOND, J. 1989a. ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics* **8**, 41–50.



- Alp ROURE, F., POLINO, R. & NICOLICH, R. 1989b. Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchements post-basculement dans les Alpes occidentales : évolution intracontinentale d'une chaîne de collision, *C. r. Acad. Sci., Paris* **309**, 283–290.
- Alp ROURE, F., POLINO, R. & NICOLICH, R. 1990. Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. In : ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (éds), *Deep Structure of the Alps. Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr.* **156**, 309–322.
- Alp ROUSSET, P.-L. 1988. *Les Alpes et leurs noms de lieux. 6 000 ans d'histoire ?* Didier & Richard, Grenoble, 444 p.
- RUDNICK, R.L. & FOUNTAIN, D.M. 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective, *Rev. Geophys. Space Phys.* **33**, 267–310.
- Alp RYBACH, L., BODMER, P., PAVONI, N. & MÜLLER, St. 1978. Siting criteria for heat extraction from hot dry rock: application to Switzerland, *Pure Appl. Geophys.* **116**, 1211–1224.
- Our RYZHIY, B.P., DRUZHININ, V.S., YUNUSOV, F.F. & ANAYIN, I.V. 1992. Deep structure of the Urals region and its seismicity, *Phys. Earth planet. Interiors* **75**, 185–191.
- Alp SALESIANI, O. 1993. *Étude de la sismicité du département de l'Isère (Bugey et Grenoble). Discrimination entre tirs de carrières et séismes naturels.* Maîtr. Phys. Appl., Univ. J.-Fourier, Grenoble, 34 p.
- Alp SAPIN, M. & HIRN, A. 1974. Results of explosion seismology in the southern Rhône valley, *Annls Géophys.* **30**, 181–202.
- SATTLEGER, J.W. & STILLER, P.K. 1974. Section migration, before stack, after stack, or inbetween, *Geophys. Prosp.* **22**, 297–314.
- SCANDONE, P. & PATACCA, E. 1994. Tectonic evolution of the central Mediterranean area, *Annls Geophys.*, **B 2**, 139–142.
- Atl SCARASCIA, S., MAISTRELLO, M., LOZEJ, A., TABACCO, I., THOUVENOT, F., GIESE, P., BUNESS, H., MERLANTI, F., PEDONE, R. & NICOLICH, R. 1988. Preliminary results of the 1985 deep-seismic-sounding campaign in Tunisia and in the Pelagian sea. (Résumé.) XIII<sup>e</sup> Ass. gén. Europ. Geophys. Soc., Bologne, *Annls Geophys.*, **B Spec. Iss.**, 55.
- SCHERBAUM, F. & JOHNSON, J. 1990. PITSA (Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis). (Résumé.) XXII<sup>e</sup> Ass. gén. Comm. sism. europ., Barcelone.
- Alp SELLAMI, S., KISSLING, E., THOUVENOT, F. & FRÉCHET, J. 1995. Initial reference velocity model for seismic tomography in the western Alps. (Poster.) XX<sup>e</sup> Ass. gén. Europ. Geophys. Soc., Hambourg.
- Alp SÉNÉCHAL, G. 1991. *Les réflecteurs du chevauchement pennique (profil ECORS ALP1) : une analyse critique des données vibrosismiques.* Thèse, Univ. J.-Fourier, Grenoble, 209 p.
- Alp SÉNÉCHAL, G. & THOUVENOT, F. 1991. Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data. In : MEISSNER, R., BROWN, L., DÜRBAUM, H.-J., FRANKE, W., FUCHS, K. & SEIFERT, F. (éds), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections. Geodyn. Ser.* **22**, 401–407.
- Pyr SÉNÉCHAL, G. & THOUVENOT, F. 1994. Seismic diffraction from the North Pyrenean Fault: a depth-migrated line-drawing of the ECORS profile, *Tectonophysics* **233**, 83–89.
- SHERIFF, R.E. & GELDART, L.P. 1982. *Exploration Seismology*. Vol. 1, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 253 p.
- Alp SIDDANS, A.W.B. 1983. Finite strain patterns in some Alpine nappes, *J. struct. Geol.* **5**, 441–448.
- SINGH, S.K., APSEL, R.J., FRIED, J. & BRUNE, J. 1982. Spectral attenuation of SH-waves along the Imperial fault, *Bull. seism. Soc. Am.* **72**, 2003–2016.
- Alp SMITH, A.G. 1971. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic, *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**, 2039–2070.
- SMITHSON, S.B., BREWER, J.A., KAUFMAN, S., OLIVER, J.E. & ZAWISLAK, R.L. 1979. Complex Archean lower crustal structure revealed by COCORP crustal reflection profiling in the Wind River range, Wyoming, *Earth planet. Sci. Lett.* **46**, 295.
- Alp SOLARINO, S. 1994. *Tomografia sismica su strutture crostali e lito-astenosferiche dell'Italia Nord Occidentale.* Thèse, Univ. Gênes, 140 p.

- SOURIAU, A. 1978. *Le manteau supérieur sous la France et les régions limitrophes du nord.* Thèse d'État, Univ. Paris VII.
- SPAKMAN, W. 1990. Tomographic images of the upper mantle below central Europe and the Mediterranean, *Terra Nova* **2**, 542–553.
- SPÄTH, H. 1979. Exponential spline interpolation, *Computing* **4**, 225–253.
- STEINMETZ, L., HIRN, A. & PERRIER, G. 1974. Réflexions sismiques à la base de l'asthénosphère, *Annls Géophys.* **30**, 173–180.
- STILLER, M. & THOMAS, R. 1990. Data Processing at the DEKORP Processing Centre. In : MEISSNER, R. & BORTFELD, R.K. (éds), *DEKORP Atlas*. 7–10.
- Pyr SURINACH, E., MARTELOT, J.-M., GALLART, J., DAIGNIÈRES, M. & HIRN, A. 1993. Seismic images and evolution of the Iberian crust in the Pyrenees, *Tectonophysics* **221**, 67–80.
- Alp TAPPONNIER, P. 1977. Évolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique, *Bull. Soc. géol. Fr.* **7**, 437–460.
- Alp TAPPONNIER, P. 1982. Bassin du Sud-Est – Jura – Alpes : Profil Mâcon–Moutiers. In : IFP & INAG (éds), *Programme ECORS. Proposition de programme.* IFP, Rueil-Malmaison, 38–43.
- Alp THOUVENOT, F. 1981. *Modélisation bidimensionnelle de la croûte terrestre en vitesse et atténuation des ondes sismiques. Implications géodynamiques pour les Alpes occidentales.* Thèse Doct.-Ing., Univ. sci. méd. Grenoble, 211 p.
- Alp THOUVENOT, F. 1983. Frequency dependence of the quality factor in the upper crust: a deep-seismic-sounding approach, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **73**, 427–447.
- Alp THOUVENOT, F. 1984. Deep crustal structure of the western Alps: present knowledge and pending problems, *Mem. Soc. geol. ital.* **29**, 15–24.
- Alp THOUVENOT, F. & PERRIER, G. 1981. Seismic evidence of a crustal overthrust in the western Alps, *Pure Appl. Geophys.* **119**, 163–184.
- Alp THOUVENOT, F., FRÉCHET, J., GUYOTON, F., GUIGUET, R. & JENATTON, L., 1990. SISMALP: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps, *Cahiers Centre europ. Géodyn. Séism.* **1**, 1–10.
- Alp THOUVENOT, F. & MÉNARD, G. 1990. Allochthony of the Chartreuse subalpine massif: explosion-seismology constraints, *J. struct. Geol.* **12**, 113–121.
- Alp THOUVENOT, F., FRÉCHET, J., VIALON, P., GUYOTON, F. & CATTANEO, M. 1991. Les séismes de Cervières (Hautes-Alpes) des 11 et 13 février 1991 : un coulisage dextre entre zones piémontaise et Briançonnaise, *C. r. Acad. Sci., Paris* **312**, 1617–1623.
- Our THOUVENOT, F., KASHUBIN, S.N., POUPINET, G., MAKOVSKIY, V.V., KASHUBINA, T.V., MATTE, Ph. & JENATTON, L. 1995. The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismics, *Tectonophysics* **250**, 1–13.
- Pyr TORNÉ, M., CABISSOLE, B. de, BAYER, R., CASAS, A., DAIGNIÈRES, M., RIVERO, A. 1989. Gravity constraints on the deep structure of the Pyrenean belt along the ECORS profile, *Tectonophysics* **165**, 105–116.
- Alp TRUFFERT, C., BURG, J.-P., CAZES, M., BAYER, R., DAMOTTE, B. & REY, D. 1990. Structures crustales sous le Jura et la Bresse : contraintes sismiques et gravimétriques le long des profils ECORS Bresse–Jura et Alpes II. In : ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (éds), *Deep Structure of the Alps. Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr.* **156**, 157–164.
- UDIAS, A. 1982. Seismicity and seismotectonic stress field in the Alpine-Mediterranean region. In : BERCKHEMER, H. & HSÜ (éds), *Alpine-Mediterranean Geodynamics. Geodyn. Ser.* **7**, 75–82.
- UNGER, J.D. 1988. A PC program for migration of seismic reflection profiles, *Geobyte* **42**.
- UTRERAS, F. 1979. *Utilisation de la méthode de validation croisée pour le lissage par fonctions splines à une ou deux variables.* Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Univ. sci. méd. Grenoble, 192 p.
- Alp VALASEK, P. 1992. *The Tectonic Structure of the Swiss Alpine Crust Interpreted from a 2D Network of Deep Crustal Seismic Profiles and an Evaluation of 3D Effects.* Diss., ETH Zürich, 196 p.



- Our VAL'CHAK, V.I., DRUZHININ, V.S., KASHUBIN, S.N., KASHUBINA, T.V. & RYBALKA, V.M. 1984. Glubinnoe stroenie Urala v prodol'nom sechenii (po novym dannym GSZ na meridional'nom profile N.Tura-Orsk), *Dokl. Akad. Nauk SSSR* **277**, 656-660.
- VANDENBERG, J. & ZIJDERFELD, H. 1982. Paleomagnetism in the Mediterranean area. In: BERCKHEMER, H. & HSÜ, K. (éds), *Alpine-Mediterranean geodynamics. Geodyn. Ser.* **7**, 83-112.
- Alp VIALON, P. 1974. Les déformations « synschisteuses » superposées en Dauphiné – Leurs place dans la collision des éléments du socle préalpin – Conséquences pétrostructurales, *Schweiz. min. petr. Mitt.* **54**, 663-690.
- Alp VIALON, P. 1990. Deep Alpine structures and geodynamic evolution: an introduction and outline of a new interpretation. In: ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R. (éds), *Deep Structure of the Alps. Mém. hors-Sér. Soc. géol. Fr.* **156**, 7-14.
- Alp VIALON, P., ROCHETTE, P. & MÉNARD, G. 1989. Indentation and rotation in the western Alpine arc. In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (éds), *Alpine tectonics. Spec. Publs. geol. Soc. Lond.* **45**, 329-338.
- Alp VIEL, L. 1987. *Untersuchung der Lithosphärenwurzel unter den Alpen mit Hilfe teleseismischer Laufzeitresiduen*. Dipl., Univ. J.W.-Goethe, Francfort, 104 p.
- VOGT, J. (éd.) 1979. *Les tremblements de terre en France. Mém. Bur. Rech. géol. min.* **96**, 220 p.
- WARNER, M. 1987. Migration – Why doesn't it work for deep continental data?, *Geophys. J. R. astr. Soc.* **89**, 21-26.
- WESSEL, P. & SMITH, W.H.F. 1991. Free software helps map and display data, *EOS Trans. Am. geophys. Un.* **72**, 441 & 445-446.
- WESTPHAL, M., BAZHENOV, M.L., LAUER, J.-P., PECHERSKY, D.M., SIBUET, J.-C. 1986. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic, *Tectonophysics* **123**, 37-82.
- Alp WILL, M. 1975. *Refraktionsseismik im Nordteil der Ostalpen zwischen Salzach und Inn, 1970-1974: Messungen und deren Interpretation*. Diss., Univ. München.
- WINKLER, K., NUR, A. & GLADWIN, M. 1979. Friction and seismic attenuation in rocks, *Nature, Lond.* **277**, 528-531.
- WINSTON, P.H. 1981. *Artificial Intelligence*. Addison-Wesley, Reading, Mass.
- Alp YAN, Q.Z. & MECHIE, J. 1989. A fine structural section along the axial region of the Alps, *Geophys. J. Int.* **98**, 465-488.
- YILMAZ, O. & CHAMBERS, R. 1984. Migration velocity analysis by wave-field extrapolation, *Geophysics* **49**, 1664-1674.
- Atl ZARGOUNI, F. & ABBÈS, Ch. 1985. The structural zonation of Tunisia. In: GALSON, D.A. & MÜLLER, St. (éds), *The Second EGT Workshop: the Southern Segment*. Fond. Europ. Sci., Strasbourg, 229-254.
- Our ZONENSHAIN, L.P., KORINEVSKY, V.G., KAZMIN, V.G., PECHERSKY, D.M., KHAIN & MATVEENKOV, V.V. 1984. Plate-tectonic model of the South Urals development, *Tectonophysics* **109**, 95-135.
- Our ZONENSHAIN, L.P., KAZMIN, M.I. & NATAPOV, L.M. 1990. *Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis. Geodyn. Ser.* **21**, 242 p.



**UNIVERSITÉ JOSEPH-FOURIER DE GRENOBLE**

**ASPECTS GÉOPHYSIQUES ET STRUCTURAUX DES  
ALPES OCCIDENTALES ET DE TROIS AUTRES  
OROGÈNES (ATLAS, PYRÉNÉES, OURAL)**

**François THOUVENOT**

**Observatoire de Grenoble  
Laboratoire de géophysique interne et tectonophysique**

**RÉSUMÉ**

La sismologie et les grands profils sismiques sont ici plus particulièrement utilisés pour étudier la structure profonde de quatre orogènes.

Pour les Alpes occidentales, nous traitons d'abord de l'atténuation intrinsèque des ondes sismiques dans la croûte supérieure et de sa dépendance en fonction de la fréquence. Nous faisons ensuite le point sur l'état des connaissances sur l'allochtonie et l'écaillage lithosphérique vers le milieu des années quatre-vingt. C'est en effet à cette époque que le profil Ecors-Crop Alpes a permis de davantage détailler la structure de la croûte par sismique réflexion verticale. En sismique réflexion grand-angle, on a pu observer le Moho profond de la zone de racine et, dans le domaine briançonnais, une écaille de manteau imbriquée dans la croûte alpine. La sismicité et la sismotectonique des Alpes occidentales sont ensuite examinées à la lumière des données récemment acquises par le réseau Sismalp qui surveille l'activité du Sud-Est de la France. Les données téléseismiques obtenues par ce même réseau ont été utilisées pour procéder à une tomographie téléseismique de la limite de plaques Eurasie-Adriatique jusqu'à 200 km de profondeur.

Les trois autres orogènes sont étudiés de façon plus succincte. La structure profonde de l'Atlas tunisien est d'abord présentée à travers les résultats d'une campagne de sondages sismiques profonds. Nous avons ensuite appliqué aux coupes de sismique réflexion verticale du profil Ecors Pyrénées les techniques de migration mises au point dans les Alpes. Nous concluons par l'étude de la partie centrale de l'Oural par sismique réflexion grand-angle et par tomographie téléseismique, deux techniques éprouvées précédemment dans les Alpes.

**MOTS-CLÉS**

Géophysique ; Sismologie ; Sismique ; Croûte ; Structure profonde ; Orogénie ; Alpes ; Atlas ; Pyrénées ; Oural.